

UNIVERSITÉ DU QUÉBEC À MONTRÉAL

**CARACTÉRISATION ET MODÉLISATION DE L'ÉCOULEMENT DES
EAUX SOUTERRAINES DE CONTEXTES HYDROGÉOLOGIQUES TYPES
DES BASSES TERRES DU SAINT-LAURENT ET DU PIÉMONT
APPALACHIEN**

MÉMOIRE PRÉSENTÉ
COMME EXIGENCE PARTIELLE
DE LA MAÎTRISE EN SCIENCES DE LA TERRE

PAR
OLIVIER FERLAND

JUIN 2016

UNIVERSITÉ DU QUÉBEC À MONTRÉAL
Service des bibliothèques

Avertissement

La diffusion de ce mémoire se fait dans le respect des droits de son auteur, qui a signé le formulaire *Autorisation de reproduire et de diffuser un travail de recherche de cycles supérieurs* (SDU-522 – Rév.07-2011). Cette autorisation stipule que «conformément à l'article 11 du Règlement no 8 des études de cycles supérieurs, [l'auteur] concède à l'Université du Québec à Montréal une licence non exclusive d'utilisation et de publication de la totalité ou d'une partie importante de [son] travail de recherche pour des fins pédagogiques et non commerciales. Plus précisément, [l'auteur] autorise l'Université du Québec à Montréal à reproduire, diffuser, prêter, distribuer ou vendre des copies de [son] travail de recherche à des fins non commerciales sur quelque support que ce soit, y compris l'Internet. Cette licence et cette autorisation n'entraînent pas une renonciation de [la] part [de l'auteur] à [ses] droits moraux ni à [ses] droits de propriété intellectuelle. Sauf entente contraire, [l'auteur] conserve la liberté de diffuser et de commercialiser ou non ce travail dont [il] possède un exemplaire.»

REMERCIEMENTS

Je tiens à remercier ma directrice, Marie Larocque, pour sa rigueur, ses discussions, ses questionnements et surtout son temps. Je voudrais aussi remercier Michel Lamothe pour ses précieux conseils et ses sorties de terrains toujours plus passionnantes les unes que les autres.

Un énorme MERCI à toute l'équipe d'hydro soit Guillaume, Marie-Hélène, Marie-Audray, grand chef, et surtout Sylvain pour m'avoir toujours écouté.

Au bureau du cinquième, je voudrais vous dire que les dernières années ont été formidables. Les discussions de tout et de rien et vous ont contribuées à rendre les journées très agréables. Marion, Marc-André, Félix, Floriane et sans oublier nos deux Françaises Léo et Karine. Merci et restez toujours les mêmes! Vous êtes parfait(e)s et vous irez loin dans chacun de vos projets.

Aux assistants de terrain, Luc, Maelle, Éric et Steven, qui ont été présents durant ce projet, un gros merci! Une mention spéciale pour Floriane, Félix et Sylvain, qui ont bravé le froid pour venir sur le terrain avec moi en plein hiver.

À ma famille, Papa, Maman et Ge, merci d'avoir cru en moi et de m'avoir appuyé durant tout ce processus. Je ne serais rien, ou presque, sans vous. Je vous aime énormément!

Finalement, un merci particulier à l'amour de ma vie... Corinne... Merci d'avoir été présente pour tous ces moments, dans les bons comme les mauvais... Je t'adore!!

TABLE DES MATIÈRES

LISTE DES TABLEAUX.....	iii
LISTE DES FIGURES.....	iv
RÉSUMÉ	vi
CHAPITRE I.....	
INTRODUCTION GÉNÉRALE	8
1.1 Problématique générale.....	8
1.2 État des connaissances	9
1.2.1 Travaux de modélisation hydrogéologique dans le sud du Québec	10
1.2.2 Échelles des modèles et raffinement	12
1.2.2 Complexité des modèles	14
1.2.3 Incertitudes et analyses de sensibilité	16
1.3 Objectifs et méthodologie	17
1.4 Région d'étude	19
1.4.1 Géologie du roc et des dépôts meubles	19
1.4.2 Hydrogéologie	24
CHAPITRE II	26
2.1 Introduction.....	29
2.2 Study area and available data.....	32
2.3 Methods.....	35
2.3.1 Geological and hydrogeological characterization	35
2.3.2 Groundwater flow model	38
2.3.3 Sensitivity analysis	41
2.4 Results and discussion	41
2.4.1 Hydrogeological contexts	41
2.4.2 Model calibration	45

2.4.3 Aquifer dynamics	48
2.6 Conclusion	51
2.7 Acknowledgements	52
2.8 References	52
2.9 Tables and figures	60
CHAPITRE III	
SYNTHÈSE ET CONCLUSION.....	71
BIBLIOGRAPHIE.....	74

LISTE DES TABLEAUX

Table 2.1 Calibrated hydraulic parameters for the steady-state and the transient-state models	60
Table 2.2 Parameters for the transient-state model calibrations	60

LISTE DES FIGURES

Figure 1.1 Géologie de la zone d'étude et localisation des secteurs étudiés.....	21
Figure 1.2 Coupe régionale NO-SE de la zone d'étude modifiée de Larocque <i>et al.</i> (2015a).	23
Figure 2.1 Bedrock geology of the study area. SC: semi-confined aquifer; UGA: unconfined granular aquifer; USV: U-shaped valley aquifer. The straight black lines represent the transects in the three simulated hydrogeological settings.	61
Figure 2.2 Quaternary deposits map of the study area.....	62
Figure 2.3 Geological cross sections and boundary conditions of the three hydrogeological settings: a) the semi-confined aquifer (SC), b) the unconfined granular aquifer (UGA), and c) the U-shaped valley aquifer (USV). The straight black arrows represent water flow. The dashed black arrows represent the presumed water flow.	63
Figure 2.4 Annual variations of temperature (T), vertical inputs (VI) and potential evapotranspiration (PET).	64
Figure 2.5 Hydraulic conductivity values from slug tests for sand (S), silt (St), till (T), reworked till (RT), sand and gravel (SG), Lowlands bedrock (LB), and Appalachian bedrock (AB). Error bars represent minimum and maximum values. Numbers in parentheses represent the number of measures in each formation.	64
Figure 2.6 Cross-correlograms between vertical inputs and measured heads in three transects for a) the semi-confined aquifer (SC), b) the unconfined granular aquifer (UG), and c) the U-shaped valley aquifer (USV).	65
Figure 2.7 a) Measured and simulated steady-state heads and associated mean error, mean absolute error, root mean square error, and coefficient of determination (R^2); b) histogram showing the frequency of the mean error.....	66

Figure 2.8 Measured and simulated transient heads for a) the semi-captive aquifer (SC), b) the unconfined granular aquifer (UG), and c) U-shaped valley aquifer (USV).	67
Figure 2.9 Water budget for the semi-confined aquifer (SC), the unconfined granular aquifer (UG), and the U-shaped valley aquifer (USV).	68
Figure 2.10 Relative sensitivity coefficients (Sr) of recharge, hydraulic conductivity and storage coefficient for the three models using as simulated variable a) average heads over the entire profile, and b) flow discharge to rivers.....	69
Figure 2.11 Transient heads for parameter variations of +/- 50% on hydraulic conductivity and recharge for the upstream piezometers the three simulated hydrogeological settings.....	70

RÉSUMÉ

Les écoulements souterrains à l'échelle régionale sont influencés par les conditions d'écoulement à l'échelle locale. Cette échelle est rarement caractérisée lors d'études régionales ce qui limite la portée locale des résultats. Dans les régions ayant subi des glaciations, l'architecture des dépôts de surface est souvent complexe et produit des conditions d'écoulement des eaux souterraines différentes sur de petites distances. L'objectif de cette étude est de comprendre comment les écoulements souterrains locaux sont influencés par la géologie dans différents contextes hydrostratigraphiques types des Basses-Terres du Saint-Laurent et du piémont des Appalaches. La région d'étude est située sur la rive sud du fleuve Saint-Laurent (4500 km²). Dans cette région, l'eau souterraine est la source d'eau potable pour la moitié de la population et est utilisée à des fins agricoles. Trois différents contextes sont étudiés : 1) une vallée enfouie en amont de bassin comblée de sable, de till et de silt sur le roc fracturé, 2) un aquifère sableux granulaire à nappe libre lié à un aquifère de roc fracturé et en présence de lentilles de sédiments fins, 3) un aquifère au roc captif/semi-captif en aval en présence de till, de silt et de silt sableux. Pour chaque contexte, l'écoulement souterrain a été simulé au moyen de modèles bidimensionnels verticaux. Les modèles numériques ont été développés dans MODFLOW, calibrés d'abord sur un régime permanent, puis en régime transitoire. Les modèles reproduisent bien les variations de niveaux de nappe. La recharge sur le contexte amont est 2,5 fois plus importante que la recharge dans le contexte captif/semi-captif situé en aval. Les résultats démontrent que la dynamique des eaux souterraines est dictée par la géologie pour les contextes 2 et 3, et par la recharge pour le contexte 1. La complexité des modèles aide à comprendre la décharge aux rivières, à détecter les zones vulnérables et à localiser les zones de recharge à l'échelle locale qui ne sont pas visibles à l'échelle régionale.

CHAPITRE I

INTRODUCTION GÉNÉRALE

1.1 Problématique générale

Depuis 2009, les connaissances sur les eaux souterraines ont nettement progressé au Québec, mais elles demeurent néanmoins encore incomplètes. La ressource en eau souterraine est essentielle pour la province puisqu'elle compose 90% de l'approvisionnement en eau potable pour les régions habitées et cela pour 20% de la population (MDDELCC, 2015a). C'est en raison de l'importance de la ressource qu'au cours des dernières années plusieurs projets d'acquisition de connaissances sur les eaux souterraines (projets PACES) ont été réalisés. Ces projets ont pour but de connaître, de protéger et d'assurer la pérennité de la ressource en eau souterraine (e.g. Carrier *et al.*, 2013; CERM-PACES, 2013; Cloutier *et al.*, 2013; Comeau *et al.*, 2013; Leblanc *et al.*, 2013; Talbot Poulin *et al.*, 2013; Buffin-Bélanger *et al.*, 2015; Cloutier *et al.*, 2015; Larocque *et al.*, 2015a; Larocque *et al.*, 2015b; Lefebvre *et al.*, 2015). La taille des régions étudiées à travers les PACES varie de 814 à 13 762 km² (MDDELCC, 2015c) ce qui procure des données sur de larges territoires, mais qui occasionne une absence d'informations locales. Il demeure donc encore difficile de reproduire ou de comprendre certains processus hydrogéologiques locaux comme les échanges aquifères-rivières ou le transport des contaminants (Vilhelmsen *et al.*, 2012). Partout dans le monde, les études hydrogéologiques de grande ampleur sont axées sur les régions peuplées où le stress sur la ressource hydrique est grandissant ou déjà présent. La taille des régions étudiées oblige les différentes études à cibler des zones sensibles à certains stress et des aquifères de tailles substantielles facilement

identifiables (Lefebvre *et al.*, 1999). Certaines régions dans le sud du Québec dépendent des eaux souterraines puisqu'elles sont très peuplées et l'activité agricole y est très intense. Par conséquent, l'importance de la ressource en eau souterraine pour une bonne partie de la population et divers écosystèmes est vitale. La diversité des dépôts de surface produit une hétérogénéité géologique sur de courtes distances et des dynamiques d'écoulement des eaux souterraines distinctes à chaque aquifère. Le manque d'informations hydrogéologiques locales et la complexité de la géologie des dépôts de surface rendent difficile la compréhension de la dynamique locale des eaux souterraines. Il est donc important d'obtenir plus d'informations à l'échelle locale afin de résoudre ou de prédire les problèmes à l'échelle régionale (Simmons et Hunt, 2012). Certains outils, comme la modélisation numérique, sont ainsi privilégiés pour étudier cette problématique et mieux comprendre la dynamique de l'écoulement dans différents contextes (Singh, 2014).

1.2 État des connaissances

La modélisation permet d'aider et de faciliter la prise de décision par les gestionnaires de l'environnement et des eaux souterraines. Une brève définition et une justification de l'utilité de la modélisation mathématique appliquée aux écoulements des eaux souterraines sont d'abord présentées. Une revue sommaire de travaux antérieurs est ensuite faite et les concepts-clés associés à ce mémoire sont exposés afin de faciliter la compréhension des principaux enjeux et notions.

Un modèle numérique résout l'équation différentielle qui gouvernent les écoulements souterrains et qui décrivent les charges hydrauliques et les flux d'eau souterraine circonscrits par des conditions limites (Anderson et Woessner, 1992). Lorsque les modèles en zone saturée sont dépendants du temps (régime transitoire), la variation des charges hydrauliques en milieu poreux est régie par l'équation suivante :

$$\frac{d}{dx} \left(K_x \frac{dh}{dx} \right) + \frac{d}{dy} \left(K_y \frac{dh}{dy} \right) + \frac{d}{dz} \left(K_z \frac{dh}{dz} \right) + W = S \left(\frac{dh}{dt} \right) \quad (1.1)$$

où K_x , K_y , K_z , représentent la conductivité hydraulique le long des axes x , y , et z ; h est la charge piézométrique; S est l'emmagasinement; W le flux entrant/sortant et t le temps. Lorsque l'équation (1) est utilisée en régime permanent, le terme de droite est égal à zéro.

Les modèles d'écoulements souterrains sont généralement utilisés pour comprendre la dynamique des eaux souterraines dans un système et prédire un état futur dans des conditions variables. Ils sont aussi utiles pour évaluer la recharge, la résurgence de l'eau souterraine, l'emmagasinement dans l'aquifère, pour observer la réaction à certains stress qui agissent sur la nappe phréatique, et pour appuyer les choix des gestionnaires de l'environnement et des eaux souterraines. L'étude de la pérennité de la ressource peut être faite à partir de la modélisation qui peut parallèlement être utilisée comme support visuel à la communication des résultats pour le public et les décideurs (Zhou et Li, 2011).

1.2.1 Travaux de modélisation hydrogéologique dans le sud du Québec

Cette présente revue des travaux de modélisation pour le sud du Québec porte sur les principaux travaux de modélisation découlant des projets PACES ou de projets connexes réalisés dans les Basses-Terres du Saint-Laurent ou dans les régions voisines (les études effectuées par des firmes privées ou des consultants sont exclus de cette revue). La modélisation des eaux souterraines en zone saturée dans le sud du Québec est utilisée pour comprendre la dynamique d'écoulement depuis plus de 15 ans. Par exemple, Lepage (1996) a créé un modèle régional de la ville de Montréal en

2D afin de définir l'écoulement régional permettant de modéliser un centre d'élimination de déchets.

Au cours des dernières années, plusieurs études de modélisation ont été réalisées sur la rive nord du fleuve Saint-Laurent. Nastev *et al.* (2005) ont travaillé au nord de l'île de Montréal dans la région d'Oka où ils ont créé un modèle régional de l'aquifère au roc en interaction avec les dépôts de surface. Larose-Charette (2000) a modélisé l'aquifère granulaire à nappe libre de la MRC de Portneuf. Leblanc *et al.* (2013) ont mis modélisé les aquifères du sud-ouest de la Mauricie à l'échelle régionale. Une autre étude de modélisation a mis l'accent sur la compréhension de l'écoulement souterrain à l'échelle locale dans la région de Shannon et de la contamination en trichloroéthène (Blais, 2006). Turgeon (2015) a développé un modèle entièrement couplé des écoulements souterrains et superficiels dans la région de Vaudreuil-Soulanges, à l'ouest de Montréal, pour évaluer la contribution des apports en eaux souterraines dans la rivière à la Raquette. Un modèle d'écoulement en 2D a également été créé sur le bassin versant de la rivière Outaouais dans le but de valider un modèle conceptuel géochimique (Montcoudiol, 2015).

Comme pour la rive nord, les échelles des modèles hydrogéologiques développés pour la rive sud du fleuve Saint-Laurent sont variables. Lavigne *et al.* (2010) ont modélisé l'aquifère au roc du bassin de la rivière Châteauguay pour en évaluer les flux, la recharge et la contribution au fleuve. Larocque *et al.* (2010) ont travaillé sur la comparaison entre différentes méthodes pour quantifier l'apport des eaux souterraines au débit de base sur le bassin de la rivière Noire. Larocque *et al.* (2013) ont développé un modèle d'écoulements souterrains pour le bassin de la rivière Bécancour afin de mieux comprendre la dynamique de l'eau souterraine à l'échelle régionale du Piémont appalachien au fleuve Saint-Laurent. Une autre étude de modélisation régionale des eaux souterraines du bassin versant de la rivière Nicolet,

du bas Saint-François et de la rivière Bécancour a été réalisée afin de comprendre la dynamique supra-régionale entre les trois bassins versants (Larocque *et al.*, 2015a). Dans le cadre du PACES Chaudière-Appalaches, un projet d'étude de modélisation a été développé afin de comprendre l'influence de la dynamique régionale des eaux souterraines sur la géochimie régionale (Lefebvre *et al.*, 2015). Dans la même région, Guay *et al.* (2013) ont étudié l'interaction des eaux souterraines et des eaux de surface à l'aide d'un modèle couplé classique et d'un modèle complètement couplé dans la municipalité d'Havelock. Trois autres études ont ciblé la dynamique des eaux souterraines, les écosystèmes et l'interaction avec une tourbière en fonction des changements climatiques dans la région de Covey Hill (Levison *et al.*, 2014a; 2014b; 2015). L'interaction des eaux de surface et des eaux souterraines a été étudiée à l'aide de la modélisation dans plusieurs études sur le bassin de la rivière des Anglais en fonction des changements climatiques, mais aussi pour l'évaluation de la recharge (Sulis *et al.*, 2011; 2012; Chemingui *et al.*, 2015). Dans la même région, Broda *et al.* (2013) ont travaillé sur la quantification des débits de base à l'aide d'un modèle de versant couplé avec un modèle souterrain sur le bassin de la rivière Allen.

1.2.2 Échelles des modèles et raffinement

Les études de modélisation de la dynamique de l'écoulement des eaux souterraines peuvent se faire à différentes échelles. La terminologie associée aux différentes tailles de modèles reste subjective à la discrétion des modélisateurs des études concernées. Par contre, certains auteurs, comme Cherkauer (2004) et Hartley *et al.* (2006), considèrent les modèles selon des échelles précises soit l'échelle régionale (~10 à 100 km), l'échelle locale (~1 à 10 km) et l'échelle du site (~1 à 100 m). La taille des zones modélisées varie selon la précision désirée et la disponibilité des données, mais aussi en fonction des processus étudiés puisque le raffinement spatial entraîne une précision des résultats (Haitjema *et al.*, 2001; Mehl *et al.*, 2006). Par exemple, l'étude

de la résurgence dans les cours d'eau ou les études sur des zones de pompage nécessitent un maillage raffiné afin de reproduire adéquatement les charges hydrauliques surtout pour des zones où la variation de charges hydrauliques est importante sur de courtes distances (Mehl et Hill, 2002; Starn *et al.*, 2013). Zyvoloski et Vesselinov (2006) ont déterminé que le raffinement du maillage peut considérablement réduire l'erreur lors de la calibration des paramètres.

Un grand nombre d'exemples de modèles locaux sont rapportés dans la littérature (e.g. Jaramillo-Nieves et Ge, 2012; Ko *et al.*, 2012). Ce type d'étude permet d'incorporer une plus grande précision au niveau de la stratigraphie et de la topographie, ce qui permet de simuler de manière plus détaillée les flux entrants et sortants, les charges hydrauliques et la vitesse pour les études sur le transport (Bower *et al.*, 2005; Mehl *et al.*, 2006; Vilhelmsen *et al.*, 2012). De plus, la représentation des conditions limites est plus précise (Haitjema *et al.*, 2001). Un modèle local bien calibré permet de reproduire les processus locaux d'un aquifère de manière à permettre aux décideurs de mieux comprendre des processus très spécifiques (Starn *et al.*, 2013).

Les modèles locaux nécessitent un travail plus ardu en ce qui a trait à la mesure des variables requises pour le calage (charges, flux, vitesses) (Vázquez *et al.*, 2002). Le raffinement du maillage s'accompagne également de la nécessité de représenter la géologie de manière beaucoup plus détaillée que dans un modèle régional (Lan *et al.*, 2013). Certains auteurs ont utilisé le raffinement à l'échelle locale dans des modèles de plus grandes tailles à l'aide de modules spécialisés (Hudon-Gagnon *et al.*, 2015), comme le *Local-Grid-Reffinement* de MODFLOW (Harbaugh, 2005) qui permet de cibler des zones précises (Mehl et Hill, 2002; Mehl *et al.*, 2006; Vilhelmsen *et al.*, 2012; Mansour et Spink, 2013). Les modèles utilisant le raffinement local ont

l'avantage d'être plus rapides au niveau de l'exécution numérique en éliminant les calculs inutiles provenant de zones d'étude non ciblée (Vilhelmsen *et al.*, 2012).

Plusieurs études de modélisation à l'échelle régionale sont rapportées dans la littérature et couvrent des territoires variés (e.g. Gleeson et Manning, 2008; Zhou et Li, 2011; Contoux *et al.*, 2013; Yustres *et al.*, 2013). Ces modèles visent la compréhension de la dynamique d'écoulement d'un système avec de multiples aquifères où la recharge et la résurgence des eaux souterraines peuvent être modélisées à l'échelle d'un bassin versant (Zhou et Li, 2011). Les mailles peuvent atteindre la taille du kilomètre, réduisant ainsi la qualité de la représentation des conditions limites et aussi des conditions locales (Haitjema *et al.*, 2001). Lorsque les mailles sont de grande taille, la représentation de l'hétérogénéité de la conductivité hydraulique est difficile et les charges hydrauliques représentent une moyenne pour une grande surface, ce qui peut engendrer des erreurs localement (Bower *et al.*, 2005). La force des modèles régionaux est toutefois de couvrir une grande superficie et un large éventail de topographie assurant d'inclure les principales zones de recharge et de résurgence des eaux souterraines (Zhou et Li, 2011). Contrairement aux modèles locaux, les modèles régionaux nécessitent de moins grands efforts de récolte de données de calages. Il est possible d'approximer la géométrie du système tout en gardant une bonne reproduction du comportement global (Vázquez *et al.*, 2002; Zhou et Li, 2011). De plus, c'est une échelle fréquemment utilisée pour étudier les pressions régionales telle que la réponse des aquifères aux changements climatiques (e.g. Scibek et Allen, 2006; Yustres *et al.*, 2013)

1.2.2 Complexité des modèles

Depuis le début de l'utilisation de la modélisation mathématique, un débat existe sur le niveau de complexité nécessaire pour représenter adéquatement différentes

conditions. Certains auteurs valorisent la complexité tandis que d'autres mettent de l'avant la simplicité des représentations (Doherty et Christensen, 2011; Hudon-Gagnon *et al.*, 2015). Peu importe la complexité ajoutée aux modèles, en termes de discrétisation, d'hétérogénéité des propriétés hydrodynamiques, de géologie, du nombre de paramètres ou des conditions limites, les modèles demeurent une représentation approximative de la réalité (Voss, 2011a; Simmons et Hunt, 2012).

L'augmentation du niveau de complexité apporte généralement une meilleure représentation des différentes propriétés des matériaux et de l'hétérogénéité présents dans les aquifères (Doherty et Christensen, 2011). Gauthier *et al.* (2009) ont observé de meilleurs résultats lorsque le degré de complexité était augmenté et reproduisait les mécanismes les plus proches de la réalité. Par contre, la complexité de la représentation du milieu s'accompagne, comme le raffinement du maillage, d'un temps de calcul plus élevé et d'une instabilité numérique qui peut introduire des difficultés au moment de la calibration des modèles (Doherty et Christensen, 2011). Les modèles simples, pour leur part, sont plus faciles à calibrer et nécessitent souvent moins de temps de résolution (Voss, 2011a). Toutefois, un modèle plus complexe peut permettre une meilleure évaluation de l'incertitude sur les résultats qui est souvent sous-évaluée avec des modèles trop simples (Doherty et Simmons, 2013; Hudon-Gagnon *et al.*, 2015). Les résultats et informations provenant de modèles complexes ne sont pas toujours plus précis que ceux provenant des modèles simples. La représentation des processus découlant de modèles trop complexes peut engendrer des erreurs dans les résultats et reproduire la réalité de manière inadéquate (Gupta *et al.*, 2012; Simmons et Hunt, 2012). Vázquez *et al.* (2002) ont déterminé que les résultats de leurs modèles à différentes échelles de raffinement étaient plus justes avec un maillage intermédiaire (600 m comparativement à 300 et 1200 m).

Il est difficile de définir le niveau de complexité approprié pour un problème donné (Doherty et Simmons, 2013). Le modélisateur est tenu de porter attention au fait qu'un degré de complexité trop élevé peut provenir d'un manque de compréhension du système reproduit (Voss, 2011b; Simmons et Hunt, 2012). Un modèle peut être différent, mais obtenir des résultats similaires et ce avec des degrés de complexité variée. Il existe un consensus général selon lequel le développement d'un modèle devrait débiter avec une représentation la plus simple possible du problème à l'étude. Dans le processus d'élaboration du modèle, le modélisateur peut ensuite augmenter le niveau de complexité progressivement (Voss, 2011a), tout en s'assurant de pouvoir vérifier les résultats produits par chaque processus additionnel.

1.2.3 Incertitudes et analyses de sensibilité

L'incertitude dans la modélisation numérique est omniprésente et son évaluation est cruciale, notamment lorsque les modèles sont utilisés pour appuyer les processus décisionnels de gestion de l'eau (Refsgaard *et al.*, 2007). Les sources d'incertitudes sont variables et peuvent provenir d'effets aléatoires naturels affectant les processus physiques, des données de calage ou de validation, des incertitudes inhérentes aux paramètres utilisés dans le modèle ou de la structure initiale du modèle (Refsgaard *et al.*, 2006; Pechlivanidis *et al.*, 2011). L'incertitude provenant de la structure du modèle englobe le cadre géologique naturel du système, les conditions limites, les conditions initiales et la présence d'hétérogénéités à l'échelle locale, cette dernière étant souvent négligée dans l'évaluation de l'incertitude (Bear *et al.*, 1992; Refsgaard *et al.*, 2012).

L'évaluation de l'incertitude et de la précision des résultats est nécessaire afin d'assurer la transparence dans les interprétations présentées dans les études de modélisation (Refsgaard et Henriksen, 2004). Plusieurs méthodes d'évaluation de

l'incertitude existent, comme les multiples simulations d'un système avec différents modèles conceptuels (Selroos *et al.*, 2002; Refsgaard *et al.*, 2006), les matrices d'incertitudes (Walker *et al.*, 2003), l'analyse de sensibilité (Saltelli, 2002; Refsgaard *et al.*, 2007), etc.

L'analyse de sensibilité est définie par Song *et al.* (2015) comme l'évaluation de la sensibilité du modèle à la variation de ses paramètres. Elle permet de déterminer l'impact d'un changement dans les paramètres sur les résultats du modèle. L'analyse de sensibilité étudie comme l'incertitude dans les résultats du modèle peut être attribuée aux incertitudes sur les paramètres. Les paramètres utilisés pour les analyses de sensibilité varient d'une étude à l'autre selon les objectifs des auteurs. Il est possible de faire une analyse sur beaucoup d'intrants, comme Gleeson et Manning (2008) et Lavigne (2006), qui font varier les conditions limites, la recharge et les propriétés hydrauliques pour quantifier la sensibilité du modèle à leurs variations. D'autres auteurs se concentrent sur seulement deux paramètres, comme la recharge et la conductivité hydraulique des matériaux, pour déterminer lesquels ont un impact majeur (e.g. Lapen *et al.*, 2005; Palma et Bentley, 2007; Nettasana *et al.*, 2012). D'autres études visent un seul paramètre, comme la recharge, afin de quantifier comment le modèle réagit en conditions climatiques futures (Scibek *et al.*, 2007; Levison *et al.*, 2014b).

1.3 Objectifs et méthodologie

Le but de cette recherche est de comprendre comment les écoulements souterrains locaux sont influencés par la géologie dans différents contextes hydrostratigraphiques types des Basses-Terres du Saint-Laurent et du piémont des Appalaches. Les objectifs spécifiques de ce projet de recherche sont 1) de définir de manière détaillée l'hydrostratigraphie locale dans trois contextes types afin de définir leurs propriétés et

caractéristiques hydrogéologiques et 2) de modéliser la dynamique temporelle des écoulements souterrains dans les trois sites sélectionnés et d'identifier les paramètres les plus importants.

L'approche utilisée pour répondre à ces objectifs consiste premièrement à définir l'architecture des dépôts quaternaires de manière précise pour les trois contextes à partir de modèles conceptuels élaborés à partir de données de forages, des observations de terrain et des données de terrains déjà existantes. Deuxièmement, les propriétés hydrogéologiques de chaque site ont été quantifiées: des piézomètres ont été installés et un suivi horaire des niveaux a été réalisé à l'aide de sondes piézométriques automatisées; des essais de perméabilité à charge variable ont été réalisés pour évaluer la conductivité hydraulique des matériaux; la recharge a été estimée à l'aide d'un bilan hydrique spatialisé. Pour comprendre le lien entre l'eau disponible provenant soit de la pluie et/ou de la fonte de la neige et les niveaux piézométriques, des analyses de corrélation croisée ont été réalisées. Troisièmement, la modélisation des écoulements souterrains a été faite pour les trois contextes à l'aide du logiciel MODFLOW (Harbaugh, 2005) en régimes permanent et transitoire. Pour déterminer les paramètres qui influencent le plus les résultats, une analyse de sensibilité a été produite sur les modèles en régime transitoire.

Le mémoire est présenté sous forme d'un article scientifique et est divisé en trois chapitres. Le premier chapitre est une introduction qui expose l'état des connaissances des principaux concepts entourant le mémoire. Le cœur du mémoire (chapitre 2) est un article qui sera soumis à *Hydrogeology Journal* et qui présente les résultats provenant de la caractérisation et de la modélisation numérique. Le dernier chapitre rappelle les principaux résultats et résume les principales conclusions de cette recherche. Il faut noter que la présentation d'un mémoire sous forme d'article peut occasionner une répétition dans les différents chapitres.

Ce mémoire a été réalisé dans le cadre du projet de caractérisation des eaux souterraines de la rivière Nicolet et du bas Saint-François. Certains résultats préliminaires ont été présentés sous forme d'affiche lors de la conférence de la section nationale canadienne de l'AIH en octobre 2013 et au 82^e congrès de l'Acfas en mai 2014 à Montréal. Une partie des résultats finaux a été présentée lors de la conférence de l'AGC-AGU-AMC-UGC en mai 2015 également à Montréal.

1.4 Région d'étude

Cette étude a été réalisée dans la région administrative du Centre-du-Québec, plus précisément dans la zone du bassin versant de la rivière Nicolet (3408 km²). Trois différents contextes hydrogéologiques typiques de la région sont spécifiquement visés (**Fig. 1.1**). La zone d'étude présente une géologie du roc variée et une architecture des dépôts superficiels complexe.

1.4.1 Géologie du roc et des dépôts meubles

La géologie du roc sur la zone d'étude regroupe deux provinces géologiques, soit la plateforme sédimentaire carbonatée des Basses-Terres du Saint-Laurent, ainsi que la zone taconienne des Appalaches (**Fig. 1.2**). Des nappes externes sont présentes entre les deux provinces géologiques, lesquelles sont séparées par la ligne ou faille de Logan (orientée NE-SO). Le roc sédimentaire Cambro-Ordovicien est formé de grès, d'ardoises, de dolomies, de shales et de calcaires regroupés en divers groupes et formations (Globensky, 1987). Au sud du domaine des nappes externes, le Piémont appalachien est métamorphisé et renferme principalement des ardoises, des schistes, des quartzites, des dolomies, des phyllades et du grès (Slivitzky et St-Julien, 1987; Tremblay et Castonguay, 2002).

La géologie du quaternaire dans les Basses-Terres du Saint-Laurent a été étudiée depuis plus d'un demi-siècle par Gadd (1955), Gadd (1971), Chauvin (1979) et Warren et Bouchard (1976). Lamothe (1985) a pour sa part étudié la stratigraphie et la géochronologie des dépôts pour cette même région, principalement dans la partie aval du bassin. La zone appalachienne a été étudiée et cartographiée par McDonald et Shilts (1971), Gaucher (1984) et Parent (1987).

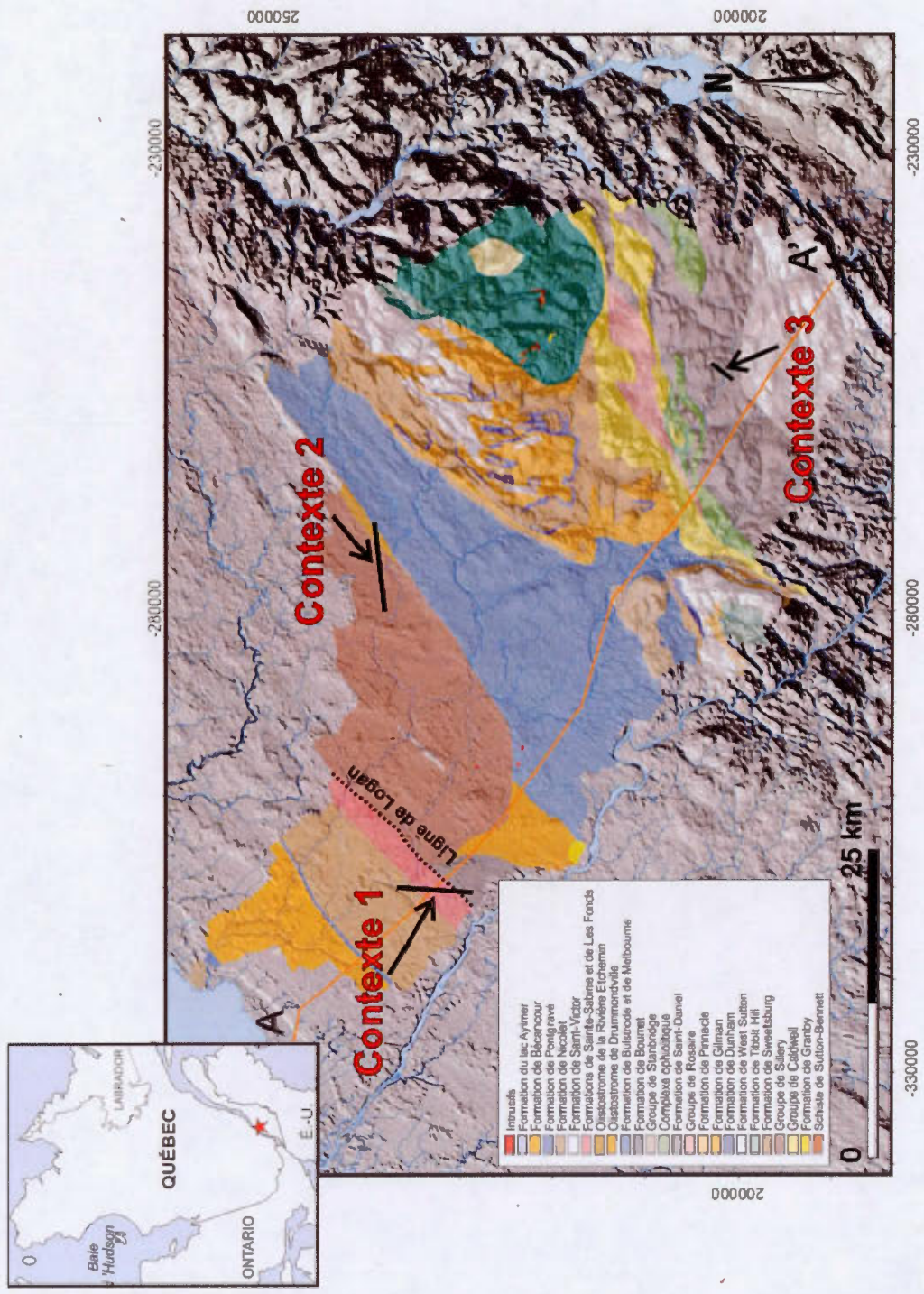


Figure 1.1 Géologie de la zone d'étude et localisation des secteurs étudiés modifié de Larocque *et al.* (2015a).

La puissance des dépôts de surface varie d'une épaisseur importante pour la partie près du fleuve et diminue pour devenir quasi inexistante au niveau des Appalaches. Elle peut égaler 80 m en aval de bassin avec de fortes épaisseurs d'argile marine. La séquence de déposition dans les Basses-Terres est très variable, complexe et plusieurs stades de déposition peuvent être observés. Trois tills sont notables pour cette zone, représentant trois avancées glaciaires séparées par des dépôts glacio-lacustres à granulométrie variable pouvant être remaniés. Les dépôts sont non perméables ou peu perméables pour les argiles et les silts, et perméables pour les sables, graviers ou tous les autres dépôts fluvio-glaciaires. Les matériaux plus perméables sont présents de façon discontinue sur la surface du bassin et ont une épaisseur variant du mètre à la dizaine de mètres. La séquence quaternaire des Basses-Terres est surmontée par les dépôts de la Mer de Champlain et du Lac à Lampsilis.

La variabilité des dépôts du secteur appalachien est moins importante et plus simple. Par contre, certaines vallées encaissées peuvent avoir des épaisseurs considérables de dépôts de surface comme celles de la rivière Nicolet Centre ou de la rivière Nicolet Sud-Ouest. La séquence stratigraphique appalachienne est analogue à celle des Basses-Terres et est plus ou moins corrélée chronologiquement (Lamothe *et al.*, 1992).

1.4.2 Hydrogéologie

Le bassin versant de la rivière Nicolet présente des caractéristiques hydrogéologiques similaires à celles des bassins versants adjacents, comme celui de la rivière Bécancour (Lefebvre *et al.*, 2015) et celui de la rivière Yamaska (Carrier *et al.*, 2013). L'aquifère régional se situe dans le roc fracturé, mais certains aquifères locaux dans les dépôts granulaires sont présents localement sur la zone d'étude. L'écoulement régional se fait essentiellement de la zone appalachienne vers le fleuve Saint-Laurent et l'eau souterraine alimente les rivières qui peuvent être considérées comme les principales zones de résurgences.

Différents contextes hydrogéologiques sont présents à travers la région et ils varient selon le type de couverture de dépôts meubles et leurs conditions de confinement qui sont définies par les propriétés hydrauliques des dépôts. Trois conditions de confinement sont retrouvées sur la zone et définissent les aquifères rencontrés : captif, semi-captif et libre, couvrant respectivement 27%, 15% et 58% du territoire (Larocque *et al.*, 2015a). Les conditions de nappe libre se trouvent en majorité en amont de la région d'étude, dans la zone à topographie accidentée et où le roc affleure, mais aussi lorsque le roc est recouvert de dépôts perméables ou de till de faible épaisseur. Les conditions de nappe captive sont en grande partie en aval de la zone d'étude où des épaisseurs importantes de dépôts silteux ou argileux couvrent le roc. Les conditions de nappe semi-captive se trouvent au milieu de la région d'étude où des dépôts peu perméables d'épaisseurs faibles à moyennes recouvrent l'aquifère rocheux de façon discontinue.

La recharge moyenne calculée sur toute la zone d'étude est évaluée à 152 mm/an (Larocque *et al.*, 2015a). La recharge est plus importante pour la zone en amont comparativement à la zone en aval. Elle atteint un maximum durant la crue

printanière au moment où la fonte de la neige et une évapotranspiration faibles contribuent à une infiltration maximale. La recharge la plus faible se manifeste durant la période estivale qui se produit généralement au mois d'août.

CHAPITRE II

Ce chapitre est présenté sous la forme d'un article scientifique rédigé en anglais qui présente les résultats de la modélisation et de la caractérisation des différents contextes étudiés. Il sera soumis ultérieurement à la revue *Hydrogeology Journal*.

**Local groundwater flow conditions in a formerly glaciated
environment – example of St. Lawrence Lowlands and the
Appalachian Foothills (Quebec, Canada)**

Olivier Ferland^{1*}, Marie Larocque¹, Michel Lamothe^{1,2}

¹ Centre de recherche GÉOTOP, Département des sciences de la Terre et de l'atmosphère – Université du Québec à Montréal, Montréal, Québec, Canada, olivierferland1@gmail.com; larocque.marie@uqam.ca; lamothe.michel@uqam.ca

² Laboratoire de Luminescence Lux, Département des sciences de la Terre et de l'atmosphère – Université du Québec à Montréal, Montréal, Québec, Canada.

* Corresponding author

ABSTRACT

Regional scale groundwater flow is influenced by local flow conditions which are rarely characterized thoroughly and accurately. In formerly glaciated regions, complex surface geology conditions often create highly variable flow conditions within small distances. The objective of this study was to understand how local groundwater flows are influenced by geology in different hydrogeological settings. The study area focuses on the Nicolet River watershed in the St. Lawrence Lowlands (4500 km²) where groundwater represents the drinking water source for half the population, in addition to being used for agricultural activities. Three different environments are studied: 1) a U-shape valley filled with glacial sand, till and silt on a fractured bedrock aquifer, 2) a partially unconfined sand aquifer, connected to the bedrock aquifer through lenses of fine sediments, and 3) a confined/semi-confined bedrock aquifer overlain by till, silt and silty sand. The three hydrogeological settings were simulated as 2D cross-sections in steady-state and transient-state using MODFLOW. The models reproduce well the seasonal variations of groundwater levels. Recharge is 2.5 times more important in the U-shape valley than in the confined/semi-confined aquifer. Groundwater dynamics are determined by the hydraulic properties of the different materials in the unconfined granular aquifer and in the confined/semi-confined aquifer, and by recharge in the U-shape valley. The models provide a better understanding of discharge to rivers and contribute to locate local recharge areas that are imperceptible at the regional scale.

KEY WORDS

Groundwater flow; Local scale; Glaciated environment; MODFLOW; Southern Quebec, Canada

2.1 Introduction

In the Canadian province of Quebec, 20% of the population uses groundwater as a drinkable water resource and this percentage increases to 90% in rural areas (MDDELCC, 2015a). In the last decade, several groundwater characterization projects have been carried out in the Province of Quebec to obtain basic knowledge of groundwater resources and maintained resource sustainability (e.g. Carrier *et al.*, 2013; CERM-PACES, 2013; Cloutier *et al.*, 2013; Comeau *et al.*, 2013; Larocque *et al.*, 2013; Leblanc *et al.*, 2013; Talbot Poulin *et al.*, 2013; Buffin-Bélanger *et al.*, 2015; CERM-PACES, 2015; Cloutier *et al.*, 2015; Larocque *et al.*, 2015a; Larocque *et al.*, 2015b; Lefebvre *et al.*, 2015). The studied aquifers cover large areas (MDDELCC, 2015c) and the newly available data helps to improve regional-scale groundwater flow modeling. The studies focused on regional aquifers and specific vulnerable zones to provide data for decision makers.

Three different flow systems were defined by Tóth (1963), 1) the local flow system, where groundwater flows close to a discharge area, 2) the intermediate flow system which is between major recharge and discharge areas and has a couple of topographic highs and lows and 3) the regional flow system that discharge in major rivers. Evidently, it is important to understand groundwater flows at all scales. Regional flows are crucial for long-term replenishment of aquifer reservoirs. Intermediate flows play a role in attenuating intermediate variations in climate conditions or water and land uses. At the local scale, recharge areas can be important to sustain surface water dynamics in small streams and springs. They can also be contamination sources for shallow wells. Local scale studies provide additional information on stratigraphy and topography and better estimates of local flows and piezometric heads (Bower *et al.*, 2005; Mehl *et al.*, 2006; Vilhelmsen *et al.*, 2012). Hinton *et al.* (1993) observed

in a local study that the groundwater and stream discharge changed with the fluctuation of groundwater level for different topography in a till catchment. To have a good understanding of groundwater dynamic and interaction with surface water, it is important to know the influence of topography, geology and climate on groundwater systems (Tóth (1970). For example, Bersezio *et al.* (1999) demonstrated that heterogeneity and spatial variability are often present in a glaciated environment and produce an effect on groundwater flow, especially for preferential flow pathways. Regional-scale groundwater flow dynamics are influenced by local flow conditions and glaciated regions have complex surficial geology.

In the scientific literature, many studies are reported on groundwater flow modeling to understand groundwater dynamics at regional scales and to improve land management strategies (e.g. Massuel *et al.*, 2007; Gleeson et Manning, 2008; Nettasana *et al.*, 2012). However regional studies neglect local information because they cannot reproduce small hydrogeological processes and interaction present at a local scale (Vilhelmsen *et al.*, 2012). Recent studies (Martínez-Santos *et al.*, 2008; Yustres *et al.*, 2013) integrate fundamental knowledge of groundwater dynamics and vulnerability to natural and human stresses to provide a better understanding of their impact on groundwater resources (Brouyère *et al.*, 2004; Lavigne *et al.*, 2010; Eissa *et al.*, 2013; Leblanc *et al.*, 2013). For example, Nastev *et al.* (2005) quantified regional recharge and surface water discharge and consider that the surficial deposits play an important role on the aquifer transmissivity. The authors underline that for specific areas smaller than 5 km², local modeling studies need to be undertaken. Groundwater flow modeling studies aimed at the local scale are reported for a variety of conditions (Sophocleous *et al.*, 1988; Blais, 2006; Scibek *et al.*, 2007; Guay *et al.*, 2013; Levison *et al.*, 2014a; Levison *et al.*, 2015). Results from those studies reveal processes that cannot be observed with a regional scale model (Simmons et Hunt, 2012). As an example, Levison *et al.* (2014b) show that recharge variations may

cause different flow patterns to and from a small peatland in Southern Quebec. This would have been overviewed in a regional scale model.

The level of complexity required in a given model has been a matter of debate in the modeling community (Lee, 1973; Logan, 1994; Voss, 2011a; Doherty et Simmons, 2013). Complexity in modeling has been defined as an increase in the number of parameters (Gupta *et al.*, 2012). Complexity can be considered for parameterization (hydraulic properties, storage coefficients, heterogeneity), model structure (stratigraphy and boundary conditions), and spatial and temporal discretization (Voss, 2011b). Given that sufficient data is available to build a better representation of the system and to calibrate the model, increasing the level complexity in a groundwater flow model can provide a better representation of spatial heterogeneity and a more accurate evaluation of uncertainties (Juckem *et al.*, 2006; Doherty et Christensen, 2011). Gauthier *et al.* (2009) showed that smaller simulation errors were associated with an increase in complexity. However, simple models are easier to calibrate and usually require shorter computational times (Voss, 2011b).

The objective of this study was to quantify how local groundwater flow dynamic can be influenced by the local hydrogeological setting. The St. Lawrence Lowlands and Appalachian Foothills of southern Quebec (Canada) are used targeted because of their complexity and heterogeneity. Three contrasted hydrogeological settings of the Nicolet River watershed were characterized in details and their groundwater flow dynamics were simulated in steady-state and transient-state conditions over one year with the MODFLOW model (Harbaugh, 2005).

2.2 Study area and available data

The three selected hydrogeological settings are located in the Nicolet River watershed between Montreal and Quebec City (**Fig. 2.1**) Where half of the local population uses groundwater as a water source (Larocque *et al.*, 2015a). The Nicolet watershed covers 3405 km² with a topography that varies from a few meters above sea level to 701 m.a.s.l. Three marked topography areas are found on this watershed: a flat or quasi-flat area downstream (setting 1), an area corresponding to the onset of the Appalachian Foothills (setting 2), and an area located in the Appalachian Mountains (setting 3). Lidar data were available for settings 1 and 2 with a vertical precision of 0.15 m and DEM data were available for setting 3 with +/- 5 m vertical precision.

The Nicolet River watershed covers two geological provinces. The Cambro-Ordovician St. Lawrence Lowlands are located downstream on the watershed and the Ordovician Appalachian in the mountainous portion of the basin. These geological provinces are circumscribed by the Logan Line or fault between the mostly undeformed sedimentary rocks and the slightly unfractured rock of the appalchian external domain thrust in front of the highly fractured metamorphic rocks (Globensky, 1987; Slivitzky et St-Julien, 1987).

The thickness of surficial deposits is highly variable and presents a large spectrum of hydrogeological settings (**Fig. 2.2**). Surficial deposits are more significant close to the St. Lawrence River and thinner, and even rare in the Appalachian region. Downstream, deposits reach 80 m with substantial marine clay sequences. Different stages of deposition are observable in the St. Lawrence Lowlands. Three tills have been identified which are associated with three stages of glacial advances, are overlaid by Champlain Sea and Lampsilis Lake units. Between or over the till layers, impervious or semi-impervious layers of clay and silt deposits are present, while

permeable layers reaching 10 m are discontinuous on the region (Gadd, 1955; Gadd, 1971; Warren et Bouchard, 1976; Chauvin, 1979; Lamothe, 1985). The Appalachian Quaternary geology is simpler and the deposits are thinner, but thick stratigraphic sequences can be found in river valleys that are tentatively correlated with St. Lawrence Lowlands depositional sequences (Lamothe *et al.*, 1992).

The main geological data for each setting are provided from the Quebec drillers data base (MDDELCC, 2015b) local hydrogeological studies performed by consultants and listed in Larocque *et al.* (2015a), from Quaternary mapping in the area (Lamothe et St-Jacques, 2014), and from ground-penetrating radar surveys and electrical resistivity soundings (Larocque *et al.*, 2015a).

The regional aquifer is located in the fractured bedrock. Local granular aquifers are found overlying bedrock in different locations. Regional groundwater flow is from the Appalachians, the main recharge area, to the St. Lawrence River. The minimum heads are 0 m at the St. Lawrence River stage and reach a maximum of 670 m at the watershed boundary. The average depth of the ground water table is 4.2 m for the whole region. Hydraulic gradients vary from 0.0002 m/m in the lower portion to 0.01-0.1 m/m in the Appalachians. Groundwater discharges in the principal rivers like Nicolet River, Nicolet South-West River or Bulstrode River. Local flows are discharging in smaller rivers such as Boisvert Stream, the Noire River or Nicolet Centre River. Different types of wetlands are found on the watershed. Swamps cover 48% of the wetland surfaces and are close to the St. Lawrence River or in the central part of the region. Peatlands (bogs, fens and bog woodlands) represent up to 42% of the wetlands and are mainly in the central part of the watershed. Other wetlands types (swamp, marsh and wet meadows) are located on the border of the St. Lawrence River (Larocque *et al.*, 2015a).

The confined conditions of the bedrock aquifer are the result of surficial geology. The areas where the aquifer is captive cover 27% of the Nicolet watershed. It is mostly true downstream, where thick silt or clay deposits cover the bedrock. In the middle and upstream areas, the bedrock aquifer is semi-captive (15% of the watershed) where discontinuous or thin impervious deposits of silty-clay, silt or till layers. The bedrock aquifer is unconfined (58% of the watershed) mostly in the Appalachian region where bedrock outcrops or is covered with thin till or permeable deposits (Larocque *et al.*, 2015a).

The mean annual precipitation are between 900 and 1000 mm/y downstream and > 1100 mm/y in the Appalachians (MDDELCC, 2015d). The average annual temperature is 4.9 °C. Vertical inputs (VI), i.e. the amount of water (mm) available to the system from rain or snowmelt, vary between 893 mm/y to 1287 from 1900 to 2010 (Larocque *et al.*, 2015a). The average annual evapotranspiration rate estimated by Larocque *et al.* (2015) using a distributed daily water balance from 1989 to 2009 over 500 m x 500 m cells covering the entire Nicolet watershed is 467 mm/y.

The average annual recharge is 152 mm/y. It reaches his maximum in the Appalachian zone (518 mm/y) in unconfined aquifer conditions. There is limited or no recharge to the captive fractured bedrock aquifer close to the St. Lawrence River (Larocque *et al.*, 2015a). Recharge in semi-captive settings is close to the watershed average. The highest recharge pulse occurs in the spring when the snow melts and contributes mainly to the water table recharge. The recharge is the lowest at the end of the summer (Larocque *et al.*, 2015a).

2.3 Methods

2.3.1 Geological and hydrogeological characterization

Three hydrogeological settings were selected because of their highly contrasted hydrostratigraphic and geographic settings. They were constructed following a local groundwater flow line. Setting 1 is located in a semi-captive environment (SC), upstream in the study area (**Fig. 2.1**). The bedrock geology of SC corresponds to the Lowlands bedrocks (**Fig. 2.3a**). In this area, surficial deposits are clay, silt, till, and some coarse material (sand and gravel). The Noire River flows on impervious deposits and the Boisvert Stream flows on sand and silt linked with bedrock aquifer. The slope is gentle (0.004 m/m) but the Boisvert River is deeply incised in the surface deposits. Setting 2 is located in an unconfined granular aquifer (UG) connected hydraulically with the bedrock. It has a semi-confined portion with a peatland located downgradient close to the Noire River. The UG transect is located between the St. Lawrence River and the Appalachians (**Fig. 2.1**). The fractured aquifer is composed of two different types of lithologies from the Appalachian domain (**Fig. 2.3b**). Surficial deposits in the highest topography are mainly coarse with sand and gravel located on the bedrock. In the lower portion of the transect, the finer deposits are made of sandy-silt. The Noire River at the downstream limit of transect flows on sandy-silt and through the peatland. The topography gradient is 0.005 m/m. Setting 3 is located in a U-shaped valley (USV) on the upstream part of the Nicolet watershed (**Fig. 2.1**). The aquifer is located in the highly fractured Appalachian bedrock with thick surficial deposits where the Nicolet Centre River is incised (**Fig. 2.3c**). Thick deposits are present in the valley with variable materials (sand, silt and till). The southwest portion of the valley has thick superficial deposits compared to the other side where the thick deposits are found at the bottom of the valley. The topography gradient is the highest of the three settings with 0.025 m/m.

Stratigraphy of the three transects was characterized in details. Geological surveys were performed with a Pionjar drill (2) and using a hand auger (15), and field observations were used to assess surface deposits. Twenty-four 5 cm boreholes were drilled using a Geotech 605D with a rotary percussive sounding system through the surface deposits and the bedrock with depths varying from 3 to 58 m. Thirteen boreholes were equipped with 2.5 cm piezometers. Nine piezometers (see PZ locations on **Fig. 2.3a, b, and c**) were equipped with automatic level loggers (Solinst) to monitor hourly groundwater levels between August 2013 and September 2014. Level loggers were also installed in rivers to monitor hourly water levels, in the SC and USV transects. Each measurement point was leveled using a Trimble differential GPS with +/- 5 mm precision. Manual water level measurement surveys were performed monthly from June 2013 to November 2013 on the three transects in private wells and piezometers providing a local piezometric map for each. The SC, UG and USV transects have respectively 14, 18 and 11 points of manual piezometric level measurements.

A total of 153 slug tests were performed in the 13 piezometers with either a slug (injection and withdrawal) or air injection. Results were interpreted with the Bouwer et Rice (1976) and Hvorslev (1951) methods. Missing hydraulic conductivity values were estimated from private consultant reports (reported in Larocque *et al.* (2015a)) and from the literature (Domenico et Schwartz, 1998; Fetter, 2001).

The spatio-temporal variations of recharge were evaluated with a spatially distributed water budget to estimate the potential infiltration for each setting. The model is using 500 m x 500 m cells with daily time step calibrated on river flow (1985-2013). Inputs are daily vertical inputs, daily mean temperature, from MDDELCC database (MDDELCC, 2015d), and runoff curve numbers (RCN). RCN calculates the runoff or the infiltration from VI excesses (United States Departement of Agriculture, 1972). A

detailed explanation of the model is presented in Larocque *et al.* (2015a). Each scenario has been associated with recharge cells and hydrogeological setting. Those cells were associated with local hydrogeological context which is used as filters for infiltration that reach the aquifer. For example, captive scenario is considered as 0% of potential infiltration because confining units create runoff of VI instead of infiltration and unconfined scenario is 100 % where all infiltration reaches the aquifer. Larocque *et al.* (2015a) estimated that in semi-captive conditions, 43% of potential infiltration reaches the bedrock as actual recharge, the rest is transferred rapidly to rivers through hypodermic flow. Those results are based on a hydrological model.

To estimate the connexion between vertical inputs and piezometric levels, and the duration of the impulse response, cross-correlation analyses were performed for each setting. The delays between the time series for maximum cross-correlation coefficients are indications of the degree of connexion between recharge and groundwater levels between for August 2013 and November 2014:

$$C_{xy}(k) = \frac{1}{n} \sum_{t=1}^{n-k} (x_t - \bar{x})(y_{t+k} - \bar{y}) \quad (2.1)$$

$$r_{xy}(k) = \frac{C_{xy}(k)}{\sigma_x \sigma_y} \quad (2.2)$$

where C_{xy} is the cross-correlation, r_{xy} is the cross-correlation coefficient, n is the length of the series, σ_n is the standard deviation of the time series and k is the maximum lag. Cross-correlations were calculated with JMP 10 (SAS, 2012). Data for the input time series, x_t , are the hourly vertical inputs and the output time series, y_t , is measured heads.

2.3.2 Groundwater flow model

Three vertical two-dimensional models were developed using MODFLOW (Harbaugh, 2005). Cell size is 10 m (parallel to the flow direction) by 100 m (orthogonal to the flow direction) with a variable thickness from 0.5 m to 1.1 m: the SC transect is composed of 76 layers from 3 to 73 m; the UG transect has 80 layers varying from elevations 50 m to 142 m; the USV transect has 146 layers from 195 to 296 m. The topography variation of each setting explains the differences in model thicknesses. The SC and UG transects measure 8 km while the USV transect measures 3 km.

All three models have no flow conditions at the upgradient limits and on the lateral boundaries of the 2D transects. On all three transects, the rivers are represented in MODFLOW using the River module. The riverbed conductance was estimated on their hydrogeological material compositions for each setting. SC has a conductance of $9.5 \times 10^{-5} \text{ (m}^2\text{/s)/m}$, $3 \times 10^{-3} \text{ (m}^2\text{/s)/m}$ for UG and $1.48 \times 10^{-3} \text{ (m}^2\text{/s)/m}$ for USV. SC has also an outflow flux at the end of the transect (**Fig 2.3a**). The flux is 69 mm/year and was based on the hydraulic gradient of the transect. In the UG transect (**Fig. 2.3b**) the peatland is represented using a fixed head in the two first layers with 0.65 m thick for each cell. The head value for the peatland is 0.50 m below the ground. Recharge depends on the confined setting for each modeling zone and influenced by the surfacial geology and the slope (**Fig 2.3**). Depending on the nature of materials, a percentage of potential infiltration was assigned to an area of recharge. 0% of potential infiltration was used in confined setting, 43% for semi-confined and 100%. The slope was considered as a qualitative value correlated with the confining conditions. Recharge values were based on daily results obtained from spatio-temporal distributed model previously explained. Then the confining conditions filters were applied to have an estimation of daily recharge for transient-state

calibration. The recharge used for steady-state calibration is the average basin recharge. Horizontal and vertical hydraulic conductivities were estimated from the slug tests and from literature values. Non-measured values are used for clay, peat and bedrock formations and constant for all settings.

The three models were first calibrated in steady-state conditions and run in unconfined conditions. The steady-state calibration was based on all the head data measured obtained for the months of June to November 2013. The recharge values of each transect and the hydraulic conductivities of the different materials were used to obtain heads close to the piezometric map. The steady-state calibration error is based on the root-mean-square-error (RMSE) and the normalized RMSE:

$$RMSE = \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^n (\hat{y}_i - y_i)^2}{n}} \quad (2.3)$$

$$Normalized\ RMSE = \frac{RMSE}{y_{max} - y_{min}} \quad (2.4)$$

where \hat{y}_i is the measured value and y_i is the observed value. y_{max} is the maximum measured value and y_{min} the minimum.

Transient-state simulations were performed for the period of August 9 2013 to August 8 2014. Weekly stress periods were used with a daily time-step. Precipitation and temperature data are from MDDELCC (2015d) and based on Sainte-Camille, Arthabaska and Saint-Zéphirin meteorological stations, which are close to each setting. The average annual temperature on Nicolet watershed is 5.7 °C with a minimum of -25.9 °C to a maximum of 26.2 °C from August 9 2013 to August 8 2014 (**Fig. 2.4**). The coldest temperatures are reached in January 2014 and the hottest in July 2014. VI are hourly values based on MOHYSE (Fortin et Turcotte, 2006)

snow melt model and hourly precipitations of three meteorological stations (MDDELCC, 2015d). Those stations are located at Saint-Zéphirin, Sainte-Camille and Arthabaska. VI reach 996 mm for the year of study. The maximum (43 mm/d) is observed at the end of June and the minimum (0 mm/d) in winter when there is no liquid precipitation and no snow melt. The evapotranspiration reaches the minimum of 0 mm/d from December 2013 to March 2014 and at his maximum in July 2014 (5.35 mm/d). In transient-state, the daily estimated recharge values from the spatio-temporal model were cumulated for each week from August 9 2013 to August 8 2014. The conductance values were the same as those used in the steady-state model and were fixed during all the transient-state simulations. The hydraulic conductivity values were based on the steady-state calibrated values. Storage coefficients were estimated from the literature (Johnson, 1967; Batu, 1998) for the different materials.

The calibration was performed to reproduce hourly piezometric observations for three wells on each transect, for the two river levels (SC and USV) and to fit with the constant head of the UG transect which represented the peatland. The measured head values from the peatland were based on measured piezometric surveys made during the summer. Peatland heads were almost steady during summer time. The model calibration was refined in transient-state by adjusting the calibrated hydraulic conductivities, and by calibrating the storage coefficients for the different materials. Groundwater recharge obtained from spatially distributed recharge model was also calibrated to reproduce the amplitude and frequency of head variations resulting on a representation of confining conditions and variation of the percentage of potential infiltration. The transient-state calibration was aimed at minimizing the RMSE on measured heads compared to steady that used RMSE and the normalized RMSE.

2.3.3 Sensitivity analysis

A sensitivity analysis was performed to evaluate the model uncertainties and to identify the parameters that were the most influential on the groundwater flow dynamic (Song *et al.*, 2015). Recharge, hydraulic conductivity, riverbed conductance and storage coefficient were varied by +/- 10%, 30%, and 50% and the effect of these variations were estimated for river out fluxes and heads. Relative sensitivity coefficients are calculated as follow (McCuen, 1973):

$$S_r = (\Delta F / F_{\text{ref}}) / (\Delta X / X_{\text{ref}}) \quad (2.4)$$

where S_r is the relative sensitivity coefficient, ΔF is the change in the simulated result (heads or fluxes), ΔX is the change in the parameter, and F_{ref} is the calibrated model result obtained with the reference parameter X_{ref} .

2.4 Results and discussion

2.4.1 Hydrogeological settings

On the SC transect, the sedimentary bedrock and thrust sheets bedrock are mostly confined by till and clay, for the upstream portion, and by till and silt downstream (Fig. 2.3a). More permeable deposits are observed upstream, like fine sand with silt layers, where recharge can occur. Elsewhere the bedrock aquifer is confined and it is not hydraulically connected with superficial deposits except for a small portion upstream where it should be the recharge zone. Lenses of silt and gravel deposits are found along the transect as well as reworked till. The average water table depth is 2 m below the ground. The piezometric level average variation is 1.10 m for the whole

year with the maximum value at PZ2 (1.48 m) and the minimum value at PZ10 (0.66 m). The river stage variation is 1.83 m and reaches peaks during floods. The local groundwater flow in SC is oriented SW-NE compared to SE-NW regional flow (Larocque *et al.*, 2015a).

In the UG transect, the bedrock aquifer is unconfined on at least half of the transect (**Fig. 2.3b**). Aquifers are in the surface deposits or in the fractured bedrock. Sand is present on two-third of the section and the profile ends on a silty sand layer which includes clay lenses where the peatland is located. Lenses of finer material are found in the sand. The river passes through the peatland and has the same water level that is measured in peatland. Heads in the unconfined granular aquifer are the same as those in the fractured bedrock, reflecting a hydraulic connection between the two aquifers. The measured heads indicate that the granular aquifer is partially controlled by the peatland and the flat topography. It is drained by the Noire River with water level higher in the peatland compare to upstream level. Recharge probably occurs in the portion of the transect where the sand appears on the surface. The water table is located at an average of 1.4 m below the ground. The average water level variation is 1.1 m. The highest value is at PZ6 (1.38 m), which is reached in spring, and the lowest value is at PZ4 (0.72 m). Groundwater flow is oriented ENE-WSW.

The USV transect has thick layers of sand and gravel at the bottom of the valley. The bedrock is covered with thin till layers on the northeastern flank of the valley where the main recharge probably occurs (**Fig. 2.3c**). The southwest portion of the valley is mostly composed of thick sand deposits on sandy silt and till which is less permeable. The north-east portion of the valley has thin till deposits on top, and sand and gravel deposits on till in the bottom of the valley where the superficial aquifer and bedrock aquifer are connected. Some parts of this hillslope are directly on bedrock and springs are present. At the bottom, some lenses of the impervious material are observed and

create small confining zones. The most observed confining material of the transect is clay. Groundwater from the transect discharges in the Nicolet Centre River. The water table is on average 1 m below ground. The average piezometric variation is 1.89 m during the year. PZ9 variation is 3.09. The two other piezometers vary for 1.2 m during the year. Groundwater flow direction in the USV transect is from the valley flank to the river in the center.

The slug test results indicate that sand generally has low hydraulic conductivities of 9.5×10^{-6} m/s (Fig. 2.5). A possible cause of a low value is that the slug test are based on PZ4 sand and some lenses of finer material can be found in similar sand deposits in the region (Lamothe et St-Jacques, 2014). Sand values vary from 2.4×10^{-6} m/s to 1.5×10^{-5} m/s with a standard deviation (SD) of 5.7×10^{-6} m/s. Silt hydraulic conductivities are between 1.5×10^{-7} m/s and 2.9×10^{-7} m/s with a SD of 9.5×10^{-8} m/s. Those values are low, but only a few tests have been done on this material because PZ5 is the only one in the silt. Till has an average value of 6.0×10^{-7} m/s. The difference between the minimum (2.2×10^{-7} m/s) and the maximum (1.8×10^{-6} m/s) is high. SD has a high value and it is produced by the fact that this material has been tested on SC and USV which can have tills with different matrix, composition, so a non-equal hydraulic conductivity. Reworked till has a higher average value (1.2×10^{-6} m/s) compared to the regional till. Reworked till is often washed by water which leaves the coarser material and induces higher permeability. The minimum is 5.6×10^{-7} m/s, the maximum is 1.9×10^{-6} m/s with a SD of 5.9×10^{-7} m/s. Sand and gravel is the most permeable material with an average of 1.6×10^{-4} m/s (SD of 7.4×10^{-5} m/s). The minimum value (7.6×10^{-5} m/s) for sand and gravel is higher than the maximum of any other material, but the maximum (3.5×10^{-4} m/s) is similar to literature values (Domenico et Schwartz, 1998). The bedrock of the Lowlands and Appalachian regions has respectively an average hydraulic conductivity of 3.7×10^{-6} m/s and 9.3×10^{-6} m/s. They are widely spread, with SD values of 2.0×10^{-6} m/s and 7.0×10^{-6} m/s.

m/s. The minimum value for the Lowlands bedrock is 1.2×10^{-6} m/s and the maximum is 6.7×10^{-6} m/s. Appalachian bedrock, which is the most fractured, has a higher hydraulic conductivity values with a minimum of 1.9×10^{-6} and a maximum of 6.6×10^{-5} compared to the sedimentary rock. The measured hydraulic conductivities (table 2.1) are highly contrasted, but in the range of literature values (Domenico et Schwartz, 1998; Fetter, 2001).

Results from the cross-correlation analysis show that for the SC transect, the VI influences water levels (**Fig. 2.6a**). Asymmetrical curves, on the right side of $k=0$, demonstrate an influence from the input data to the output data (Larocque *et al.*, 1998). Surprisingly, PZ3 is more strongly hourly correlated with precipitation than the river stage (R1). This could be caused by a limited runoff on quasi-flat topography, higher infiltration than supposed or a slow response from the aquifer to the river. The water that was supposed to reach the river by the runoff infiltrates and reaches the bedrock aquifer instead of the river. The maximum value of r_{xy} (0.22) for this transect is almost equal to the results in Cloutier *et al.* (2014) for similar correlations. Correlation with PZ10 and PZ2 are lower because the confining or semi-confining units on the bedrock aquifer smooth the head response to VI. This is also shown by input-output delay that is 38 h (PZ10) and 150 h (PZ2). Tremblay *et al.* (2011) have also observed a low correlation between precipitation and heads because and explained it with the unsaturated zone which filters the precipitations on the input. PZ3 and R1 response times are shorter. They are respectively 12 h and 23 h. The impulse reached the most upstream point before the downstream one. The fast answers to the VI impulse are indications that deposits around PZ3 are probably discontinuous or more permeable than elsewhere on the transect (Petrella *et al.*, 2015).

The head response time to VI in transect UG, for PZ4 and PZ6, is short, with a 5 h delay for those two piezometers (**Fig. 2.6b**). The groundwater level response to VI pulses increase upstream with a longer response (71 h) at the more impervious location (PZ5). Heterogeneity in local geology, comparable to lenses found on this transect, can cause a change in groundwater pathway and groundwater velocity (Palma et Bentley, 2007). Maximum cross-correlations are relatively low in this transect (all $r_{xy} < 0,1$ with a maximum of 0.09) compared to some studies (Larocque *et al.*, 2000; Tremblay *et al.*, 2011; Cloutier *et al.*, 2014). In a confined environment, this could reflect an absence of influence of precipitation on heads (Triki *et al.*, 2014), but this is unlikely in this unconfined granular aquifer. More likely, the unsaturated zone could act as a small filter on the infiltration signal (Cloutier *et al.*, 2014).

On the USV setting, the piezometers show the strongest reaction (maximum $r_{xy} = 0.25$) to precipitation (**Fig. 2.6c**). This correlation is similar to those illustrated in Cloutier *et al.* (2014) between precipitations and groundwater levels. The upstream zone reacts to a precipitation event within 5 h at PZ8, probably because this piezometer is in the exposed fractured bedrock. The impulse arrives in the river (R3) on average 8h after precipitation. The VI pulse probably affects the piezometric level before the river because of infiltration. Piezometer PZ7, covered with impervious material has the longest delay for this transect (i.e. 19 h). The lower r_{xy} of 0.09 for PZ8 could be explained by water being pushed in the aquifer by the recharge so it takes more time to have an impact on groundwater levels.

2.4.2 Model calibration

Steady-state simulations reproduce relatively well the observed heads for the three transects (**Fig. 2.7**) with calibrated ME values of -0.16 m (SC), -1.27 m (UG), and -3.74 m (USV); MAE values of 0.74 m (SC), 1.78 m (UG), and 3.8 m (USV); RMSE

values of 1.02 m (SC), 2.40 m (UG), and 4.74 m (USV). The higher RMSE for UG and USV are caused by topographic variations and slightly overestimated heads for these two transects. When normalized with measured maximum and minimum, the normalized RMSE have similar values of 0.02, 0.04 and 0.05 m for SC, UG and USV respectively. Recharge for SC, UG, and USV are respectively 48, 155 and 458 mm/y. Those values are reasonable compared to the different recharge values (0 to 404 mm/y) reach on the entire Nicolet watershed (0 to 518 mm/y) (Larocque *et al.*, 2015a). SC recharge is underestimated because the calibration have been done principally to validate model boundaries, hydraulic conductivities and to obtain some realistic values of recharge. USV value is overestimated for the same reason.

Seasonal variations of heads are well simulated in transient-state after the steady-state model values have been refined. Frequency and amplitudes of simulated heads are similar to observed heads, but some piezometers (PZ3 and piezometers of UG) have attenuated peaks. This probably results from cumulating recharge over the weekly stress periods (**Fig. 2.8**). The maximum simulated heads are observed after the spring snow melt, similarly to the observed peaks, and the minimum heads are reached in the summer dry periods of August 2015 and in the winter 2014. The small shift between measured and observed heads which occurs for many piezometers (PZ3, PZ4, PZ5, PZ7, PZ8), could be caused by the weekly stress period. The river/aquifer exchanges can be considered adequately simulated by the fact that the river is not very low and still have an interesting base-flow during low water period, which corresponds to the observations. Moreover piezometric levels during dry periods are high. The transient-state RMSE values are respectively 0.24, 0.16, and 0.25 m for transects SC, UG and USV respectively. This calibration is considered acceptable, given that the error is smaller than cell thickness. Part of the simulation errors could be due to the fact that the models are 2D transects, which excluded any lateral flows.

The calibrated horizontal hydraulic conductivities (**Table 2.1**) fit well with the measured ranges (**Fig. 2.5**). Also, the K_h/K_v ratio is equal to for the silt and for the Appalachian bedrock, but it can reach a maximum of 100 for sand (**Table 2.1**). Some values can be quite different than the measured ranges of hydraulic conductivities because slug tests tend to underestimate characterize K values and also because of the spatial heterogeneity of the materials. The calibrated storage coefficient varies from 0,1% to 40% for unconfined conditions and from 0,0007% to 4% for confined conditions. Those values are consistent with literature values (Johnson, 1967; Batu, 1998).

Calibrated recharge from transient state calibration is slightly different than the recharge obtained from the spatially distributed model. SC recharge (**Table 2.2**) is 102 mm/y compared to 87 mm/y. It is still acceptable considering that SC is a semi-captive setting with some permeable, semi-permeable and impervious materials in which water can infiltrate through preferential paths. Therefore, some recharge zones were considered as confined zones with no infiltration reaching the groundwater. However, it is possible that a small percentage (i.e. 5 to 20%) of the precipitation reach the water table instead of nothing. At the opposite, unconfined zones can receive less than the potential infiltration. The calibrated recharge for UG is 135 mm/y which is more realistic than the values from the spatialized recharge model (89 mm/y) for a setting in a middle basin where we should have close to the average recharge of the whole region (152 mm/y) and neighbouring Bécancour watershed (159 mm/y) (Larocque *et al.*, 2013). The US calibrated recharge (231 mm/y) (21% of VI) is 66 mm/y higher than the recharge from the distributed model obtained initially (165 mm/y). The calibrated recharge value is more representative than the value obtained with the spatialized model because most recharge for the entire region is coming from the mountainous upstream region. This is caused by an underestimation of potential infiltration that recharges the aquifer in the valley. In the distributed

model, the potential is calculated using RCN. It considers land use, pedology and soil drainage capacity. Because those values are estimated from a regional map, they do not represent local scale variations. For this reason, the calibrated groundwater recharge is considered more precise for the three local models. According to Voss (2011a), the best recharge values usually come from indirect sources, like groundwater models, and based on hydrologic data like heads or groundwater age.

2.4.3 Aquifer dynamics

The cumulated water budget was calculated for each transect over one year. SC results show (**Fig. 2.9**) that 22% (23 mm/y) of recharge is discharging to Boisvert Stream, 11% (11 mm/y) is stored and 67% (69 mm/y) flows to the regional aquifer. Such a high value for regional flow can be explained by the flat topography (Sophocleous, 2002). The major reason for water storage is caused by the study period that is not a perfect hydrological year. The hydraulic connection with surface water represents a small portion of the recharge over the transect. This can be explained by the material with a low hydraulic conductivity and reduce the amount of water that transfers to the rivers.

On the UG transect, strong links with surface water are observed for this setting and the major difference is that the peatland contributes to the aquifer by 18 mm/y (13% of recharge). A groundwater flux of 146 mm/y (108 % of recharge) discharge to Noire River and 6 mm/y (5%) is retained within the transect as storage. Groundwater flows radially from the inside of the peatland is simulated towards the aquifer. It is not infrequent that peatlands contribute to aquifer recharge (Bourgault *et al.*, 2014).

The USV transect shows that all recharge is discharging to the Nicolet Centre River and the discharge flow represents 153 % of the recharge. The storage out flux, which

is 122 mm/y (53% of the recharge), discharge during the year to keep a base flow. The Nicolet Centre River drains much in valley aquifer which demonstrates a very strong link between the aquifer and the surface water.

The relative sensitivity coefficients demonstrated that heads and fluxes are more sensitive to parameters on the SC setting (**Fig. 2.10**). Storage coefficient has an influence on heads values and on river discharge (**Fig. 2.10 a) and b)**). For SC, the hydraulic conductivity has a predominant effect on groundwater dynamics, implying that good geological and hydraulic parameter characterisation is crucial to simulate flows and heads in a semi-confined setting. So a proper location of confining layer is important to understand groundwater dynamics with respect to other geological material. Confining material, like silt or clay, directly above bedrock will impact aquifer transmissivity in SC by reducing the velocity of water transfer. It will reduce water availability in the aquifer, as suggested by Nastev *et al.* (2005) who observed that coarse deposits on bedrock aquifer in Southern Quebec can make an aquifer more productive. The storage, in the SC transect, is important to discharge water to the river in low water period specifically because the water table is also vulnerable to recharge variations.

The UG groundwater flow is also driven by recharge (**Fig. 2.10**). The sensitivity of all parameters is almost equal for heads. Fluxes are more governed by hydraulic conductivities. Like SC, it is important to characterize geology to have a better idea of river-aquifer exchanges. Palma et Bentley (2007) proposed to add a base flow as a performance indicator to sensitivity analyses. Base flow response is a parameter that can indicate if there is river-aquifer exchanges are more sensitive to a given parameter such as hydraulic conductivity, conductance or recharge. UG is also sensitive to recharge variations. After 50% of recharge increase, the aquifer starts to transfer water to the peatland instead of receiving water from the aquifer. Levison *et*

al. (2014b) have identified similarly an inversion of flow direction in peatland contribution after a recharge decrease.

The USV transect is not very sensitive for piezometric values compared to the other transects. Recharge has a small impact on heads (**Fig. 2.10a**). Fluxes are much sensitive to all parameter variations (**Fig 2.10b**). It is mainly true for recharge and storage. Fluxes are less sensitive to storage than for the other settings. Recharge will play a major role on the base flow for the river at the bottom of the valley. As shown above with the water budget, storage contributes to deliver base flow to the river. Recharge and storage have a major impact on groundwater dynamics for the USV setting compared to the geological material. Refsgaard *et al.* (2012) suggest that geological model is less important in flow modeling with buried valley setting and the hydraulic conductivity spatial representation will not have a major influence on calibration results.

Some studies use climate change scenarios to predict the impact on groundwater (e.g. Chen *et al.*, 2002; Brouyère *et al.*, 2004; Bourgault *et al.*, 2014). Using different climate scenarios corresponds to performing a sensitivity analysis on recharge. A recharge increase of 50% will make groundwater level rise and flood some territory. At the opposite, a 50% decrease in recharge will make levels drop, a decreased rivers base flow and have a possible impact on resource availability and on the ecosystems.

Upstream piezometers of each setting (**Fig. 2.11**) show that heads on all three transects are sensitive to recharge variations and hydraulic conductivity variations. Many studies report similar results for the most sensitive parameters (e.g. Larose-Charrette, 2000; Palma et Bentley, 2007; Nettasana *et al.*, 2012). The SC (PZ10) and UG (PZ6) piezometers propose smaller differences between K and recharge compare

to the USV transect. All settings can be vulnerable to recharge variations that could be induced by climate change or changes in land uses.

2.6 Conclusion

This study has provided a better understanding of groundwater flow in three different local settings that are semi-confined, unconfined granular aquifer and a U-shape valley. The research has identified local processes that cannot be clearly observed at the regional scale. The transient numerical models provided good representations of groundwater flow dynamics in three contrasted geological settings. Local hydrogeological characterization confirmed the heterogeneity of each setting with their hydrogeological characteristics and provided a representation and conceptualization of typical glaciated environments. Different groundwater flow patterns have been observed for local settings within the regional flow system. Piezometric levels have shown that water table is shallower and that the variation amplitudes are larger in topographically higher recharge zones compared to lower areas. Cross-correlation analyses show that the response to the vertical input is changed for different confining conditions and the responses for confining units is longer compared to unconfined units.

The groundwater flow models highlighted small recharge zones in each setting. Recharge results were different from the upstream zone, with higher values compared to downstream zones. Discharge to rivers in the semi-confined setting was smaller than in the other setting and it contributes to regional flow. The hydrostratigraphic setting linked with a peatland was more vulnerable to recharge increases. A recharge rise can cause a flow inversion from the aquifer to the river. Storage in the valley setting plays an important role in keeping the base flow in the river during low flow periods. Groundwater flows are dictated in semi-confined setting, mostly by

hydraulic conductivities compared to the valley setting where the model is more sensitive to recharge and storage. In all three hydrogeological settings, the water table is vulnerable to recharge variations and could be affected by global warming.

This study underlines the importance of developing local-scale studies to understand groundwater processes and dynamics in glaciated environment more accurately than what can be done at the regional scale. This study yield results that can be helpful to land and resources managers and help them to detect and prevent the potential impacts on groundwater level drawdowns or stream flow depletion on land use, drinking resources, and eventually ecosystems. The different settings responses can also be extrapolated to similar hydro-climatic conditions in Southern Quebec or elsewhere.

2.7 Acknowledgements

This study was financially supported by the Ministère du Développement durable, de l'Environnement et de la Lutte contre les changements climatiques (MDDELCC; Quebec Ministry of environment). The landowners are gratefully acknowledged for providing access to their properties.

2.8 References

- Batu, V. 1998. Aquifer hydraulics: a comprehensive guide to hydrogeologic data analysis. USA, John Wiley & Sons. 1: 752 p.
- Bersezio, R., Bini, A. et Giudici, M. 1999. Effects of sedimentary heterogeneity on groundwater flow in a Quaternary pro-glacial delta environment: joining facies analysis and numerical modelling. *Sedimentary Geology*, 129(3): 327-344.

- Blais, V. 2006. Caractérisation et modélisation de l'écoulement et du transport de TCE en relation avec la rivière Jacques-Cartier à Shannon, Québec, Canada. Maitrise, INRS. Québec, Canada: 145 p.
- Bourgault, M., Larocque, M. et Roy, M. 2014. Simulation of aquifer-peatland-river interactions under climate change. *Hydrology Research*, 45(3): 425-440.
- Bouwer, H. et Rice, R. 1976. A slug test for determining hydraulic conductivity of unconfined aquifers with completely or partially penetrating wells. *Water Resources Research*, 12(3): 423-428.
- Bower, K. M., Gable, C. W. et Zyvoloski, G. A. 2005. Grid resolution study of ground water flow and transport. *Ground Water*, 43(1): 122-132.
- Brouyère, S., Carabin, G. et Dassargues, A. 2004. Climate change impacts on groundwater resources: modelled deficits in a chalky aquifer, Geer basin, Belgium. *Hydrogeology Journal*, 12(2): 123-134.
- Buffin-Bélanger, T., Chaillou, G., Cloutier, C.-A., Touchette, M., Héту, B. et McCormack, R. 2015. Programme d'acquisition de connaissance sur les eaux souterraines du nord-est du Bas-Saint-Laurent (PACES-NEBSL). Rapport final, Département de biologie, chimie et géographie, Université du Québec à Rimouski. Rimouski, Québec: 199 p.
- Carrier, M.-A., Lefebvre, R., Rivard, C., Parent, M., Ballard, J.-M., Vigneault, H. et Gloaguen, E. 2013. Portrait des ressources en eau souterraine en Montérégie Est. Québec, Canada: 283 p.
- CERM-PACES. 2013. Résultats du programme d'acquisition de connaissances sur les eaux souterraines de la région Saguenay-Lac-Saint-Jean. Centre d'études sur les ressources minérales. Québec, Canada, Université du Québec à Chicoutimi: 308 p.
- CERM-PACES. 2015. Résultats du programme d'acquisition de connaissances sur les eaux souterraines du territoire de Charlevoix, Charlevoix-Est et La Haute-Côte-Nord. Centre d'études sur les ressources minérales. Québec, Canada, Université du Québec à Chicoutimi: 294 p.
- Chauvin, L. 1979. Géologie des dépôts meubles dans la région d'Asbestos-Disraeli: rapport préliminaire. Québec, Canada, Ministère de l'énergie et des ressources; Direction générale de la recherche géologique et minérale, Direction des levés géoscientifiques: 13 p.
- Chen, Z., Grasby, S. E. et Osadetz, K. G. 2002. Predicting average annual groundwater levels from climatic variables: an empirical model. *Journal of Hydrology*, 260(1): 102-117.
- Cloutier, C.-A., Buffin-Bélanger, T. et Larocque, M. 2014. Controls of groundwater floodwave propagation in a gravelly floodplain. *Journal of Hydrology*, 511: 423-431.

Cloutier, V., Blanchette, D., Dallaire, P.-L., Nadeau, S., Rosa, E. et Roy, M. 2013. Projet d'acquisition de connaissances sur les eaux souterraines de l'Abitibi-Témiscamingue (partie 1). Rapport final déposé au Ministère du Développement durable, de l'Environnement, de la Faune et des Parcs dans le cadre du Programme d'acquisition de connaissances sur les eaux souterraines du Québec. Rapport de recherche P. Québec: 135 p.

Cloutier, V., Rosa, É., Nadeau, S., Dallaire, P.-L., Blanchette, D. et Roy, M. 2015. Projet d'acquisition de connaissances sur les eaux souterraines de l'Abitibi-Témiscamingue (partie 2). Rapport final déposé au Ministère du Développement durable, de l'Environnement et de la Lutte contre les changements climatiques dans le cadre du Programme d'acquisition de connaissances sur les eaux souterraines du Québec. Rapport de recherche : 313 p.

Comeau, G., Talbot Poulin, M. C., Tremblay, Y., Ayotte, S., Molson, J., Lemieux, J., Montcoudiol, N., Therrien, R., Fortier, R., Therrien, P. et Fabien-Ouellet, G. 2013. Projet d'Acquisition de Connaissances sur les Eaux Souterraines en Outaouais, Rapport final, Département de géologie et de génie géologique, Université Laval: 148 p.

Doherty, J. et Christensen, S. 2011. Use of paired simple and complex models to reduce predictive bias and quantify uncertainty. *Water Resources Research*, 47(12): 1-21.

Doherty, J. et Simmons, C. T. 2013. Groundwater modelling in decision support: reflections on a unified conceptual framework. *Hydrogeology Journal*, 21(7): 1531-1537.

Domenico, P. A. et Schwartz, F. W. 1998. Physical and chemical hydrogeology. USA, Wiley New York. 44: 528 p.

Eissa, M. A., Thomas, J. M., Pohll, G., Hershey, R. L., Dahab, K. A., Dawoud, M. I., ElShiekh, A. et Gomaa, M. A. 2013. Groundwater resource sustainability in the Wadi Watir delta, Gulf of Aqaba, Sinai, Egypt. *Hydrogeology Journal*, 21(8): 1833-1851.

Fetter, C. 2001. Applied hydrogeology. USA, Prentice hall Upper Saddle River. 4: 598 p.

Fortin, V. et Turcotte, R. 2006. Le modèle hydrologique MOHYSE. Note de cours pour SCA7420. Montréal, Canada, Département des Sciences de la Terre et de l'Atmosphère, Université du Québec à Montréal: 23 p.

Gadd, N. R. 1955. Pleistocene Geology of the Becancour Map-area, Quebec. USA, University of Illinois.

Gadd, N. R. 1971. Pleistocene Geology of the Central St. Lawrence Lowland with Selected Passages from an Unpublished Manuscript The St. Lawrence Lowland by JW Goldthwait. Canada, Department of Energy, Mines and Resources: 153 p. .

Gauthier, M. J., Camporese, M., Rivard, C., Paniconi, C. et Larocque, M. 2009. A modeling study of heterogeneity and surface water-groundwater interactions in the Thomas Brook catchment, Annapolis Valley (Nova Scotia, Canada). *Hydrology and Earth System Sciences*, 13(9): 1583-1596.

- Gleeson, T. et Manning, A. H. 2008. Regional groundwater flow in mountainous terrain: Three-dimensional simulations of topographic and hydrogeologic controls. *Water Resources Research*, 44(10): 1-16.
- Globensky, Y. 1987. Géologie des Basses-Terres du Saint-Laurent. Québec, Ministère de l'énergie et des ressources, Direction générale de l'exploration géologique et minérale, Direction de la recherche géologique, Service de la géologie: 63 p.
- Guay, C., Nastev, M., Paniconi, C. et Sulis, M. 2013. Comparison of two modeling approaches for groundwater-surface water interactions. *Hydrological Processes*, 27(16): 2258-2270.
- Gupta, H. V., Clark, M. P., Vrugt, J. A., Abramowitz, G. et Ye, M. 2012. Towards a comprehensive assessment of model structural adequacy. *Water Resources Research*, 48(8): 1-16.
- Harbaugh, A. W. 2005. MODFLOW-2005, the US Geological Survey modular ground-water model: The ground-water flow process. USA, US Department of the Interior, US Geological Survey: 504 p.
- Hinton, M., Schiff, S. et English, M. 1993. Physical properties governing groundwater flow in a glacial till catchment. *Journal of Hydrology*, 142(1): 229-249.
- Hvorslev, M. J. 1951. Time lag and soil permeability in ground-water observations. U.S. Army Waterways Experiment Station. USA: 50 p.
- Johnson, A. I. 1967. Specific yield: compilation of specific yields for various materials. Washington, USA, US Government Printing Office: 74 p.
- Juckem, P. F., Hunt, R. J. et Anderson, M. P. 2006. Scale effects of hydrostratigraphy and recharge zonation on base flow. *Groundwater*, 44(3): 362-370.
- Lamothe, M. 1985. Lithostratigraphy and geochronology of the quaternary deposits of the Pierreville and St-Pierre les Becquets areas, Quebec. Phd, University of Western Ontario. London, Ontario, Canada: 225 p.
- Lamothe, M., Parent, M. et Shilts, W. W. 1992. Sangamonian and early Wisconsinan events in the St. Lawrence Lowland and Appalachians of southern Quebec, Canada. *Geological Society of America Special Papers*, 270: 171-184.
- Lamothe, M. et St-Jacques, G. 2014. Géologie du Quaternaire des bassins versants des rivières Nicolet et Saint-François. Rapport soumis au Ministère des Ressources Naturelles. Montréal, UQAM: 36 p.
- Larocque, M., Mangin, A., Razack, M. et Banton, O. 1998. Contribution of correlation and spectral analyses to the regional study of a large karst aquifer (Charente, France). *Journal of Hydrology*, 205(3): 217-231.

Larocque, M., Banton, O. et Razack, M. 2000. Transient-State History Matching of a Karst Aquifer Ground Water Flow Model. *Groundwater*, 38(6): 939-946.

Larocque, M., Gagné, S., Tremblay, L. et Meyzonnat, G. 2013. Projet de connaissance des eaux souterraines du bassin versant de la rivière Bécancour et de la MRC de Bécancour. Rapport final présenté au Ministère du Développement durable, de l'Environnement, de la Faune et des Parcs Québec, Canada: 219 p.

Larocque, M., Gagné, S., Barnetche, D., Meyzonnat, G., Graveline, M. H. et Ouellette, M. A. 2015a. Projet de connaissance des eaux souterraines de la zone Nicolet et de la partie basse de la zone St-François - Rapport Final. Rapport final déposé au Ministère du Développement durable, de l'Environnement et de la Lutte aux changements climatiques. Québec, Canada: 258 p.

Larocque, M., Meyzonnat, G., Ouellette, M. A., Graveline, M. H., Gagné, S., Barnetche, D. et Dörner, S. 2015b. Projet de connaissance des eaux souterraines de la zone de Vaudreuil-Soulanges - Rapport scientifique. Rapport final déposé au Ministère du Développement durable, de l'Environnement et de la Lutte aux changements climatiques (202 pp.). Québec: 202 p.

Larose-Charette, D. 2000. Modélisation hydrogéologique régionale des aquifères libres de la MRC de Portneuf. Mémoire de maîtrise, INRS-ETE. Québec, Canada: 326 p.

Lavigne, M.-A., Nastev, M. et Lefebvre, R. 2010. Regional sustainability of the Chateaugay River aquifers. *Canadian Water Resources Journal*, 35(4): 487-502.

Leblanc, Y., Légaré, G., Lacasse, K., Parent, M. et Campeau, S. 2013. Caractérisation hydrogéologique du sud-ouest de la Mauricie. Rapport déposé au ministère du Développement durable, de l'Environnement, de la Faune et des Parcs dans le cadre du Programme d'acquisition de connaissances sur les eaux souterraines du Québec. Département des sciences de l'environnement, Université du Québec à Trois-Rivières. Québec, Canada: 134 p.

Lee, D. B. 1973. Requiem for large-scale models. *Journal of the American Institute of Planners*, 39(3): 163-178.

Lefebvre, R., Ballard, J.-M., Carrier, M.-A., Vigneault, H., Beaudry, C., Berthot, L., Légaré-Couture, G., Parent, M., Laurencelle, M., Malet, X., Therrien, A., Michaud, A., Desjardins, J., Drouin, A., Cloutier, M. H., Grenier, J., Bourgault, M.-A., Larocque, M., Pellerin, S., Graveline, M.-H., Janos, D. et Molson, J. 2015. Portrait des ressources en eau souterraine en Chaudière-Appalaches, Québec, Canada. Projet réalisé conjointement par l'Institut national de la recherche scientifique (INRS), l'Institut de recherche et développement en agroenvironnement (IRDA) et le Regroupement des organismes de bassins versants de la Chaudière-Appalaches (OBV-CA) dans le cadre du Programme d'acquisition de connaissances sur les eaux souterraines (PACES). Rapport final présenté au MDDELCC. Québec: 246 p.

- Levison, J., Larocque, M. et Ouellet, M. 2014a. Modeling low-flow bedrock springs providing ecological habitats with climate change scenarios. *Journal of Hydrology*, 515: 16-28.
- Levison, J., Larocque, M., Fournier, V., Gagné, S., Pellerin, S. et Ouellet, M. 2014b. Dynamics of a headwater system and peatland under current conditions and with climate change. *Hydrological Processes*, 28 (17): 4808-4822.
- Levison, J., Larocque, M., Ouellet, M.-A., Ferland, O. et Poirier, C. 2015. Long-term trends in groundwater recharge and discharge in a fractured bedrock aquifer—past and future conditions. *Canadian Water Resources Journal*, (ahead-of-print): 1-15.
- Logan, J. 1994. In defense of big ugly models. *American Entomologist*, 40(4): 202-207.
- Martínez-Santos, P., Llamas, M. R. et Martínez-Alfaro, P. E. 2008. Vulnerability assessment of groundwater resources: A modelling-based approach to the Mancha Occidental aquifer, Spain. *Environmental Modelling & Software*, 23(9): 1145-1162.
- Massuel, S., George, B., Gaur, A. et Nune, R. 2007. Groundwater modelling for sustainable resource management in the Musi Catchment, India. Proceedings, International Congress on Modelling and Simulation: 1429-1435.
- McCuen, R. H. 1973. The role of sensitivity analysis in hydrologic modeling. *Journal of Hydrology*, 18(1): 37-53.
- MDDELCC. 2015a. Programme d'acquisition de connaissances sur les eaux souterraines. Ministère du Développement Durable et de la lutte aux changements climatiques. <http://www.mddelcc.gouv.qc.ca/eau/souterraines/programmes/acquisition-connaissance.htm>.
- MDDELCC. 2015b. Système d'information hydrogéologique (SIH). Ministère du Développement Durable et de la lutte aux changements climatiques. <http://www.mddelcc.gouv.qc.ca/eau/souterraines/sih/>
- MDDELCC. 2015c. Carte de couverture territoriale du Programme d'acquisition de connaissances sur les eaux souterraines (PACES). Ministère du Développement Durable et de la lutte aux changements climatiques. Québec, Gouvernement du Québec. <http://www.mddelcc.gouv.qc.ca/eau/souterraines/programmes/acquisition-connaissance.htm>
- MDDELCC. 2015d. Surveillance du climat. Ministère du Développement Durable et de la lutte aux changements climatiques. 2014, <http://www.mddelcc.gouv.qc.ca/climat/surveillance/index.asp>.
- Mehl, S., Hill, M. C. et Leake, S. A. 2006. Comparison of local grid refinement methods for MODFLOW. *Groundwater*, 44(6): 792-796.

- Nastev, M., Rivera, A., Lefebvre, R., Martel, R. et Savard, M. 2005. Numerical simulation of groundwater flow in regional rock aquifers, southwestern Quebec, Canada. *Hydrogeology Journal*, 13(5-6): 835-848.
- Nettasana, T., Craig, J. et Tolson, B. 2012. Conceptual and numerical models for sustainable groundwater management in the Thaphra area, Chi River Basin, Thailand. *Hydrogeology Journal*, 20(7): 1355-1374.
- Palma, H. C. et Bentley, L. R. 2007. A regional-scale groundwater flow model for the Leon-Chinandega aquifer, Nicaragua. *Hydrogeology Journal*, 15(8): 1457-1472.
- Petrella, E., Aquino, D., Fiorillo, F. et Celico, F. 2015. The effect of low-permeability fault zones on groundwater flow in a compartmentalized system. Experimental evidence from a carbonate aquifer (Southern Italy). *Hydrological Processes*, 29(6): 1577-1587.
- Refsgaard, J. C., Christensen, S., Sonnenborg, T. O., Seifert, D., Højberg, A. L. et Trolborg, L. 2012. Review of strategies for handling geological uncertainty in groundwater flow and transport modeling. *Advances in water resources*, 36: 36-50.
- SAS. 2012. JMP Version 10. *SAS Institute Inc., Cary, NC*: 20.
- Scibek, J., Allen, D. M., Cannon, A. J. et Whitfield, P. H. 2007. Groundwater–surface water interaction under scenarios of climate change using a high-resolution transient groundwater model. *Journal of Hydrology*, 333(2): 165-181.
- Simmons, C. T. et Hunt, R. J. 2012. Updating the debate on model complexity. *GSA Today*, 22(8): 28-29.
- Slivitzky, A. et St-Julien, P. 1987. Compilation géologique de la région de l'Estrie-Beauce: Ministère de l'Énergie et des Ressources. Québec: 85-04.
- Song, X., Zhang, J., Zhan, C., Xuan, Y., Ye, M. et Xu, C. 2015. Global sensitivity analysis in hydrological modeling: Review of concepts, methods, theoretical framework, and applications. *Journal of Hydrology*, 523: 739-757.
- Sophocleous, M., Townsend, M., Vogler, L., McClain, T., Marks, E. et Coble, G. 1988. Experimental studies in stream-aquifer interaction along the Arkansas River in central Kansas—Field testing and analysis. *Journal of Hydrology*, 98(3): 249-273.
- Sophocleous, M. 2002. Interactions between groundwater and surface water: the state of the science. *Hydrogeology Journal*, 10(1): 52-67.
- Talbot Poulin, M. C., Comeau, G., Tremblay, Y., Therrien, R., Nadeau, M. M., Lemieux, J. M., Molson, J., Fortier, R., Therrien, P., Lamarche, L., Donati-Daoust, F. et Bérubé, S. 2013. Projet d'acquisition de connaissances sur les eaux souterraines du territoire de la Communauté métropolitaine de Québec. Rapport final. Département de géologie et de génie géologique, Université Laval. Québec, Canada: 172 p.

- Tóth, J. 1963. A theoretical analysis of groundwater flow in small drainage basins. *Journal of geophysical research*, 68(16): 4795-4812.
- Tóth, J. 1970. A conceptual model of the groundwater regime and the hydrogeologic environment. *Journal of Hydrology*, 10(2): 164-176.
- Tremblay, L., Larocque, M., Anctil, F. et Rivard, C. 2011. Teleconnections and interannual variability in Canadian groundwater levels. *Journal of Hydrology*, 410(3): 178-188.
- Triki, I., Trabelsi, N., Hentati, I. et Zairi, M. 2014. Groundwater levels time series sensitivity to pluviometry and air temperature: a geostatistical approach to Sfax region, Tunisia. *Environmental monitoring and assessment*, 186(3): 1593-1608.
- United States Department of Agriculture. 1972. National Engineering Handbook, Section 4: Hydrology. Washington, DC. Washington, DC, USA, U.S. Government Printing Office: 544 p.
- Vilhelmsen, T. N., Christensen, S. et Mehl, S. W. 2012. Evaluation of MODFLOW-LGR in Connection with a Synthetic Regional-Scale Model. *Groundwater*, 50(1): 118-132.
- Voss, C. I. 2011a. Editor's message: Groundwater modeling fantasies—part 1, adrift in the details. *Hydrogeology Journal*, 19(7): 1281-1284.
- Voss, C. I. 2011b. Editor's message: Groundwater modeling fantasies—part 2, down to earth. *Hydrogeology Journal*, 19(8): 1455-1458.
- Warren, B. et Bouchard, M. 1976. Carte des dépôts meubles: Drummondville (31 H/16). DPV-4387. Québec, Ministère des Richesses naturelles, Québec.
- Yustres, Á., Navarro, V., Asensio, L., Candel, M. et García, B. 2013. Groundwater resources in the Upper Guadiana Basin (Spain): a regional modelling analysis. *Hydrogeology Journal*, 21(5): 1129-1146.

2.9 Tables and figures

Table 2.1 Calibrated hydraulic parameters for the steady-state and the transient-state models

Material	Kh (m/s) Steady-state	Kh/Kv Steady-state	Kh (m/s) Transient-state	Kh/Kv Transient-state	S unconfined	S confined
Peat*	$1 \times 10^{-4} - 1 \times 10^{-3}$	1 - 10	$1.1 \times 10^{-6} - 3.0 \times 10^{-4}$	0.1 - 1	0.2 - 0.4	-
Clay*	$9.0 \times 10^{-8} - 1.1 \times 10^{-7}$	1	$5.0 \times 10^{-8} - 1.1 \times 10^{-7}$	1 - 1.67	-	$1.0 \times 10^{-5} - 5.0 \times 10^{-4}$
Sand	$7.0 \times 10^{-6} - 1.1 \times 10^{-4}$	0.1 - 1	$9.0 \times 10^{-6} - 7.0 \times 10^{-5}$	0.06 - 1	0.2 - 0.3	$3.0 \times 10^{-3} - 4.0 \times 10^{-2}$
Silt	$3.0 \times 10^{-7} - 6.0 \times 10^{-6}$	0.09 - 1	3.0×10^{-7}	0.03 - 10	0.001 - 0.08	$7.0 \times 10^{-6} - 9.0 \times 10^{-3}$
Till	$9.0 \times 10^{-7} - 2.1 \times 10^{-6}$	0.01 - 1	$4.0 \times 10^{-7} - 2.0 \times 10^{-7}$	0.67 - 1	0.1 - 0.15	$1.0 \times 10^{-3} - 1.1 \times 10^{-3}$
Reworked till	$9.0 \times 10^{-6} - 2.0 \times 10^{-6}$	1	$3.0 \times 10^{-7} - 5.0 \times 10^{-5}$	1 - 2.5	0.08 - 0.25	1.0×10^{-3}
Sand and gravel	$1.0 \times 10^{-5} - 5.0 \times 10^{-3}$	1	$2.3 \times 10^{-5} - 5.0 \times 10^{-3}$	1	0.2 - 0.25	0.05 - 0.01
Lowlands bedrock	$2.0 \times 10^{-5} - 6.0 \times 10^{-5}$	1-10	$3.5 \times 10^{-6} - 6.0 \times 10^{-5}$	1 - 1.1	0.001	$5.0 \times 10^{-5} - 1.0 \times 10^{-5}$
Appalachian bedrock**	$1.2 \times 10^{-6} - 5.0 \times 10^{-3}$	1-100	$9.0 \times 10^{-7} - 1.1 \times 10^{-3}$	0.9 - 50	$1.0 \times 10^{-4} - 0.01$	$7.0 \times 10^{-5} - 7.0 \times 10^{-3}$

*Reference values from literature

**Some of the reference values are from technical reports

Table 2.2 Parameters for the transient-state model calibrations

Context	Conductance ($m^2/s/m$)	Recharge (mm/y)	Flux out (mm/y)
SC	9.5×10^{-5}	102	69
UG	3.0×10^{-3}	135	-
USV	1.5×10^{-3}	231	-

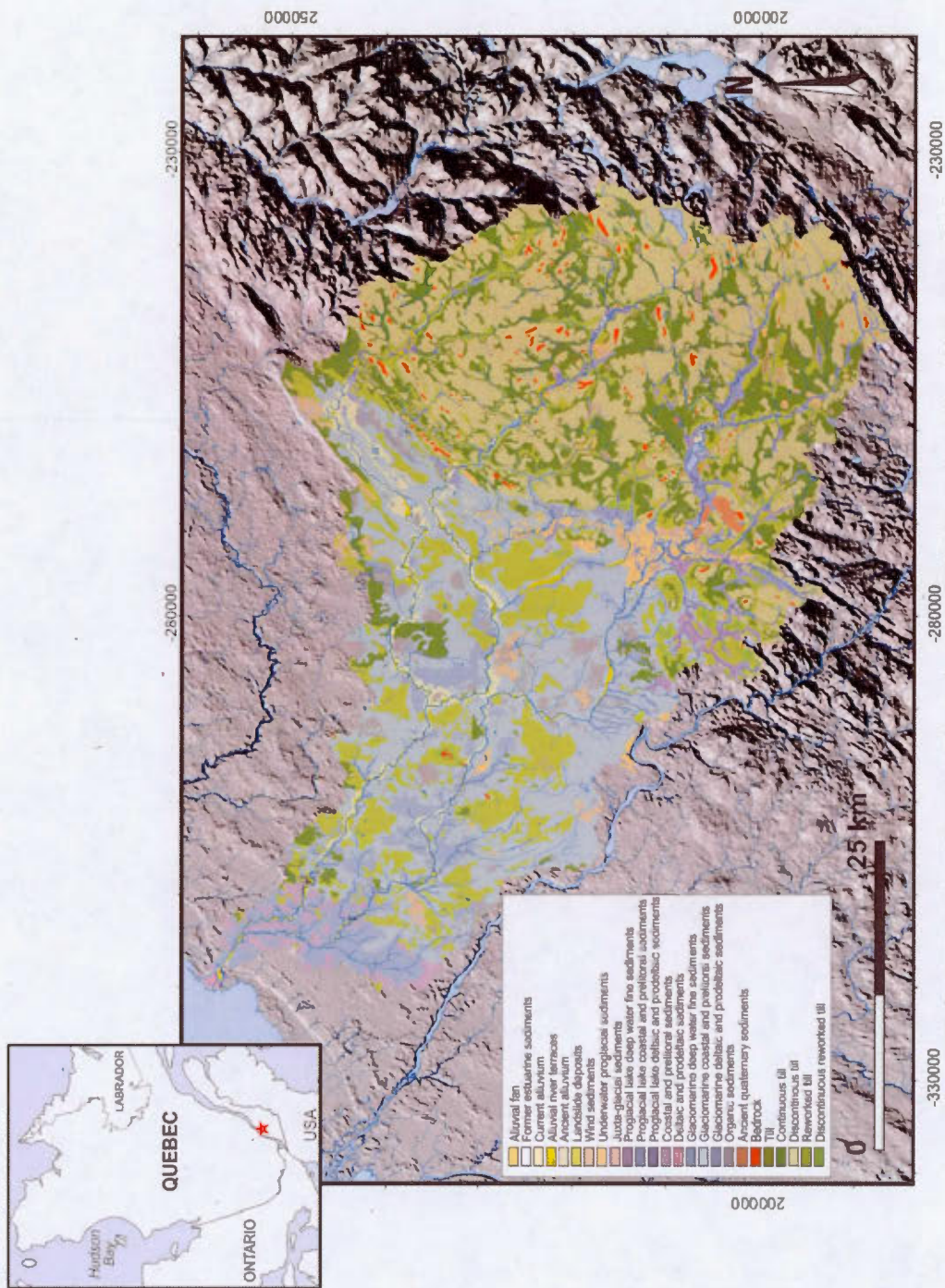


Figure 2.2 Quaternary deposits map of the study area modified from Lamothe et St-Jacques (2014)

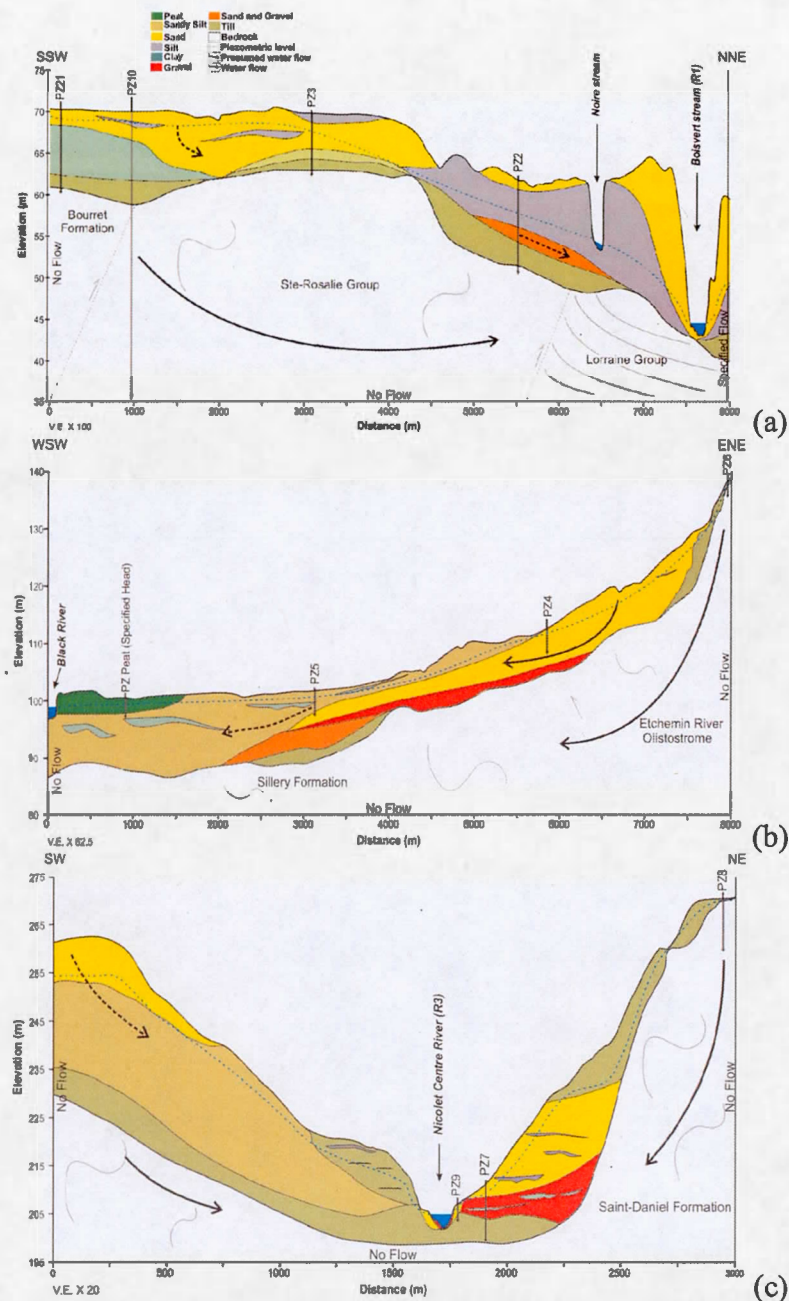


Figure 2.3 Geological cross sections and boundary conditions of the three hydrogeological settings: a) the semi-confined aquifer (SC), b) the unconfined granular aquifer (UGA), and c) the U-shaped valley aquifer (USV). The straight black arrows represent water flow. The dashed black arrows represent the presumed water flow.

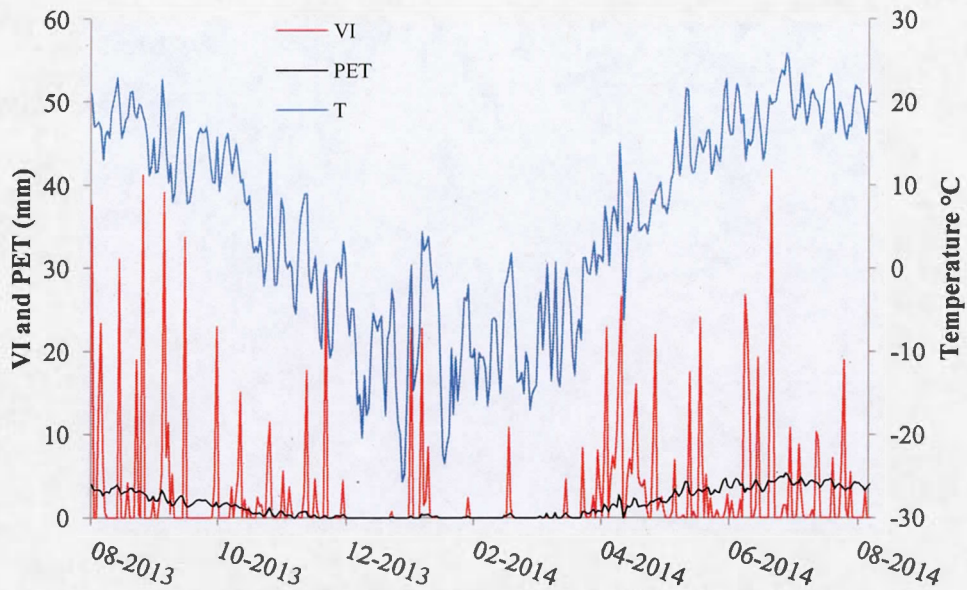


Figure 2.4 Annual variations of temperature (T), vertical inputs (VI) and potential evapotranspiration (PET).

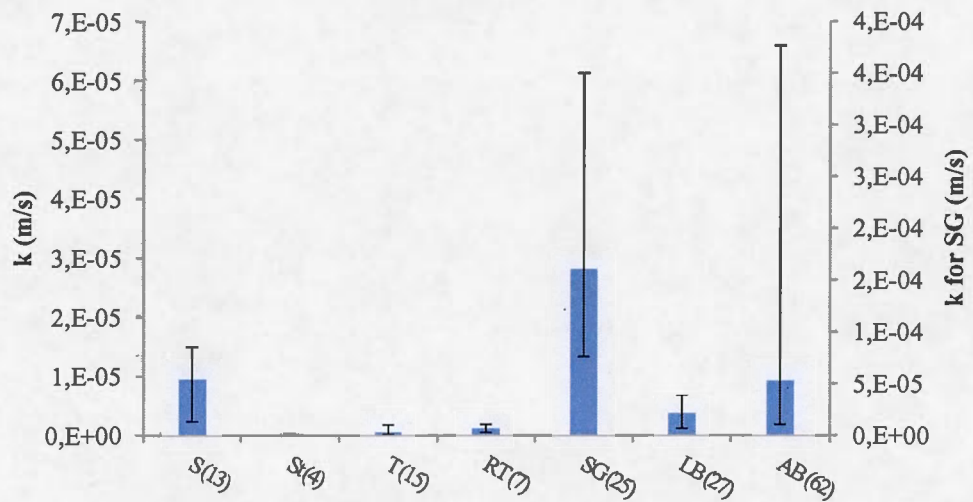


Figure 2.5 Hydraulic conductivity values from slug tests for sand (S), silt (St), till (T), reworked till (RT), sand and gravel (SG), Lowlands bedrock (LB), and Appalachian bedrock (AB). Error bars represent minimum and maximum values. Numbers in parentheses represent the number of measures in each formation.

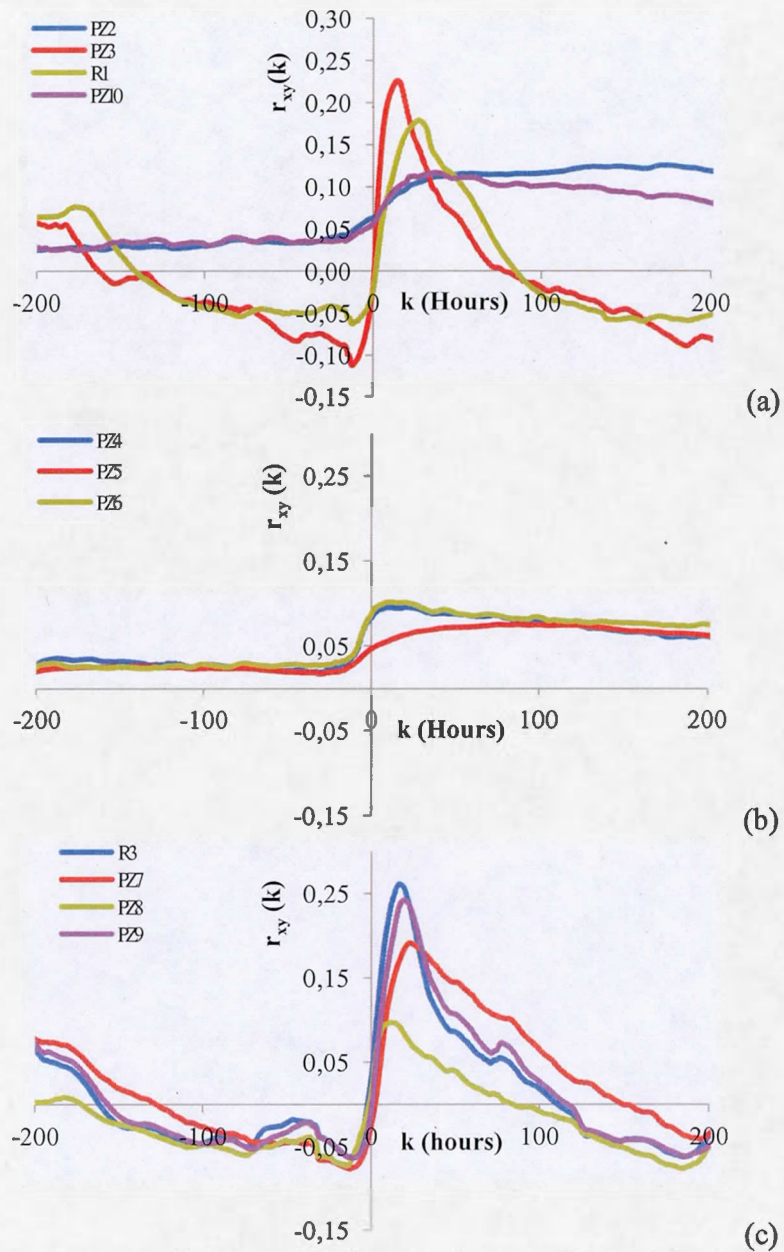


Figure 2.6 Cross-correlograms between vertical inputs and measured heads in three transects for a) the semi-confined aquifer (SC), b) the unconfined granular aquifer (UG), and c) the U-shaped valley aquifer (USV).

ME: -0.16
 MEA: 0.74
 RMSE: 1.02
 R^2 : 0.97

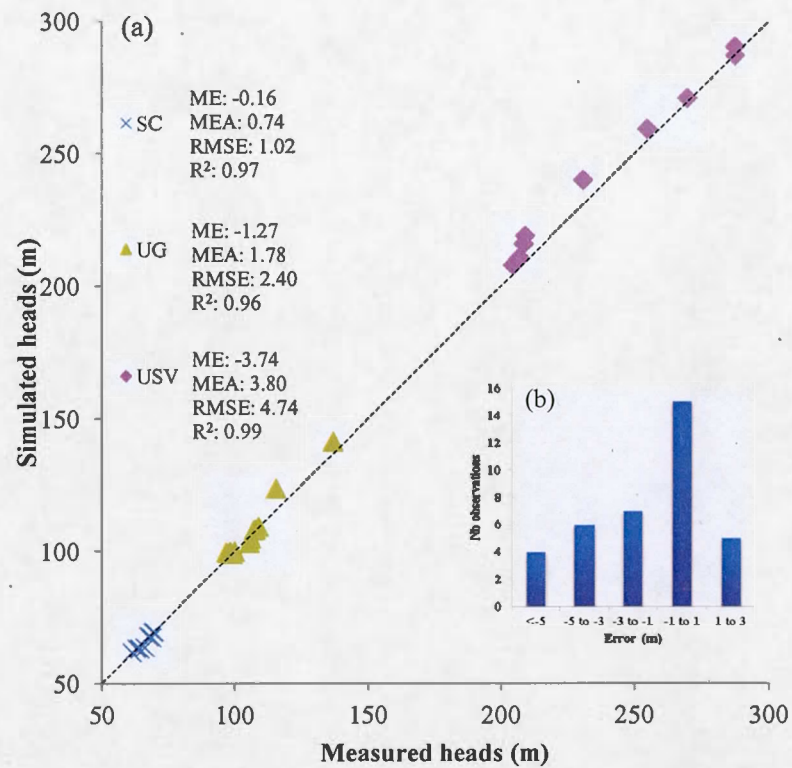


Figure 2.7 a) Measured and simulated steady-state heads and associated mean error, mean absolute error, root mean square error, and coefficient of determination (R^2); b) histogram showing the frequency of the mean error

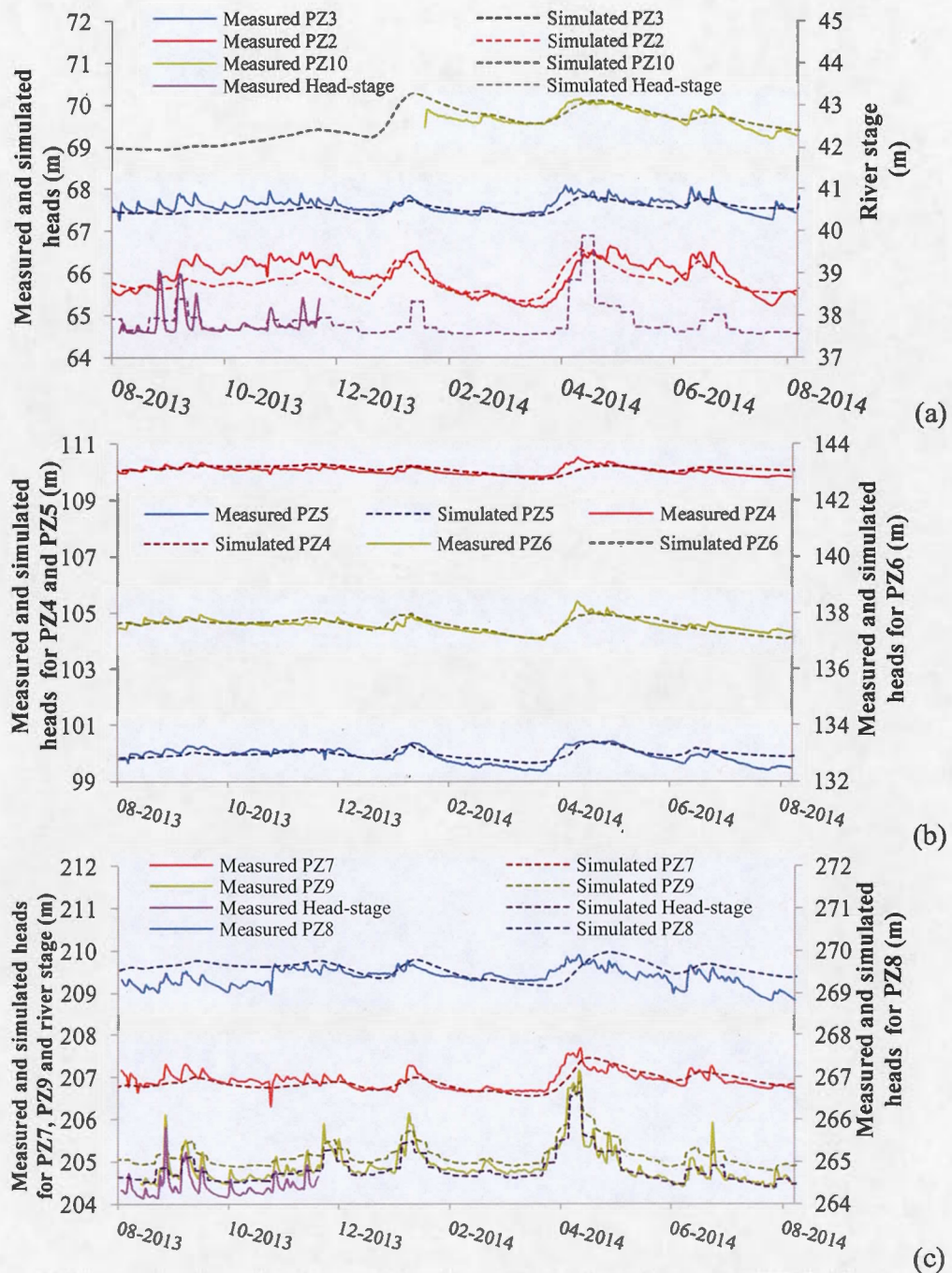


Figure 2.8 Measured and simulated transient heads for a) the semi-captive aquifer (SC), b) the unconfined granular aquifer (UG), and c) U-shaped valley aquifer (USV).

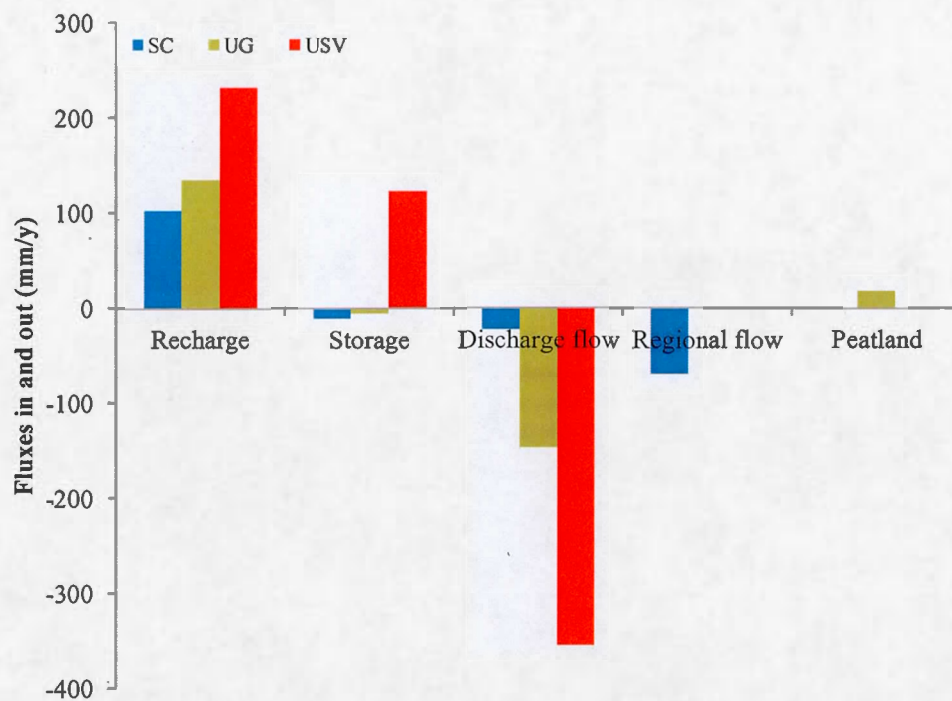


Figure 2.9 Water budget for the semi-confined aquifer (SC), the unconfined granular aquifer (UG), and the U-shaped valley aquifer (USV).

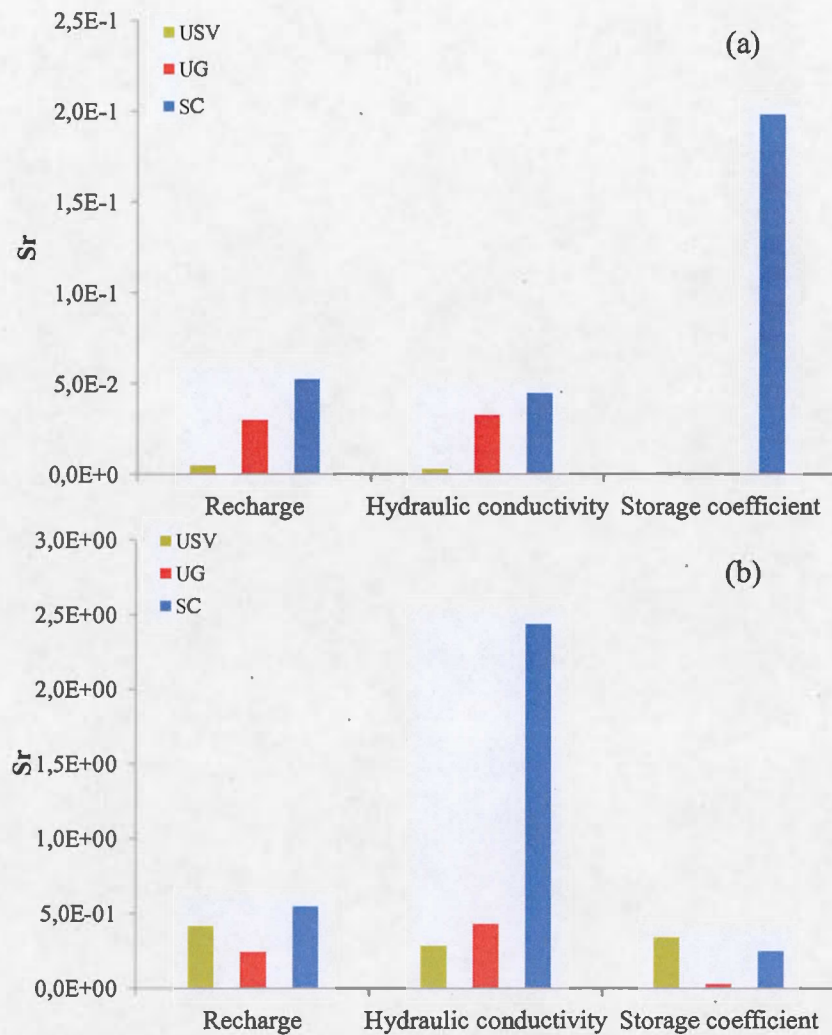


Figure 2.10 Relative sensitivity coefficients (S_r) of recharge, hydraulic conductivity and storage coefficient for the three models using as simulated variable a) average heads over the entire profile, and b) flow discharge to rivers

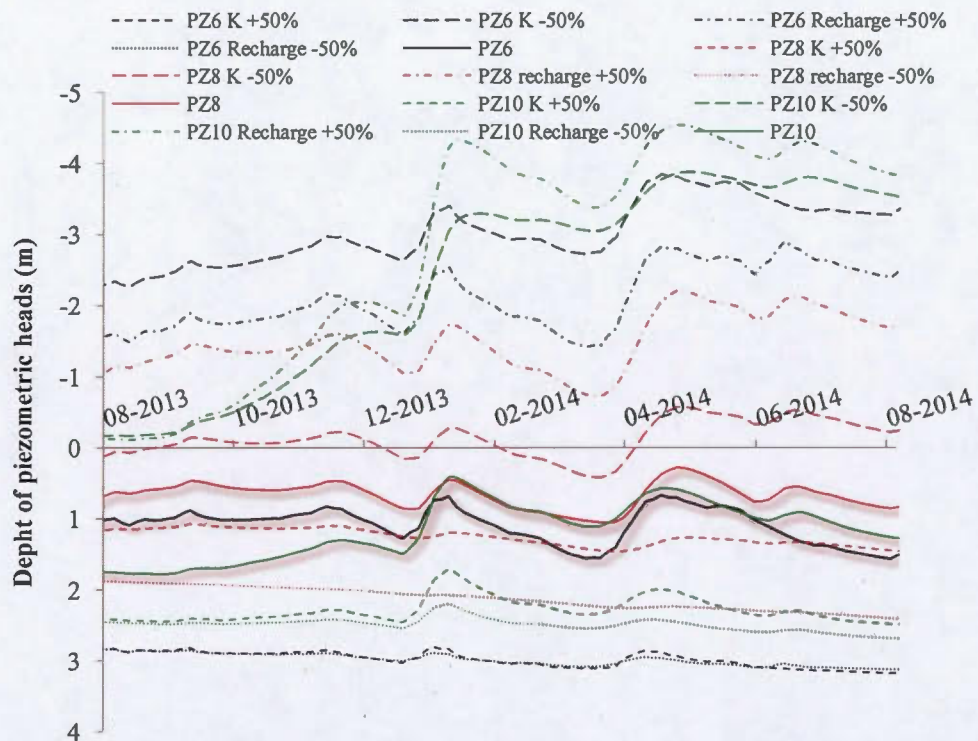


Figure 2.11 Transient heads for parameter variations of +/- 50% on hydraulic conductivity and recharge for the upstream piezometers the three simulated hydrogeological settings

CHAPITRE III

SYNTHÈSE ET CONCLUSION

De nombreuses études de caractérisation des eaux souterraines à l'échelle régionale ont été produites au cours des dernières années dans le sud du Québec. Celles-ci ont permis d'avoir une idée globale de la ressource en eau souterraine et de sa dynamique dans des environnements ayant été modelés par diverses glaciations. L'étude réalisée dans le présent mémoire de maîtrise avait pour but de comprendre comment les écoulements souterrains sont influencés par les conditions géologiques et hydrologiques locales dans trois contextes hydrostratigraphiques variés des Basses-Terres du Saint-Laurent et du piémont des Appalaches.

La représentation de l'hydrostratigraphie de chacun des contextes réalisée à l'aide de travaux de terrain et d'une compilation de données existantes a permis d'avoir une meilleure représentation du système géologique pour chaque contexte. Le contexte 1, situé en aval sur la zone d'étude et en conditions d'écoulement semi-captives. Il se caractérise par la présence de dépôts peu perméables (silt et till) sur le roc sédimentaire. Des dépôts plus grossiers en surface permettant la recharge locale de l'aquifère. Le contexte 2 situé au centre du bassin, est un aquifère à nappe libre dans les dépôts granulaires sur roc. Il est composé de sable fin sur les deux tiers du profil et se termine latéralement sur des dépôts peu perméables où une tourbière est présente. Certaines lentilles plus fines sont présentes dans les dépôts granulaires pouvant causer une variation de l'écoulement par endroits. Le contexte 3 est situé en amont sur la zone d'étude. Il est représentatif d'un aquifère à nappe libre situé dans une vallée en U ayant une forte épaisseur de dépôts perméables. L'identification de certaines lithologies, comme des lentilles de silts dans le sable et des zones de till sur le roc, a aidé à avoir une meilleure idée des contrastes hydrogéologiques présents

dans les différents contextes pouvant définir différents patrons d'écoulement des eaux souterraines.

L'installation de piézomètres et le suivi en continu de la nappe pour chaque contexte ont permis de valider l'hypothèse des sens d'écoulement pour chaque contexte. Ils ont aussi fait ressortir que la nappe était plus près du sol pour le profil situé en amont sur la zone d'étude que pour celui situé en aval, et que le profil en amont montre une plus grande variation d'amplitude de la nappe au cours de l'année d'étude. L'étude de corrélations croisées a permis de montrer que les profils situés dans les conditions plus captives avaient une réponse plus lente envers les précipitations que les secteurs à nappe libre.

La modélisation numérique en régime transitoire a permis de reproduire de manière satisfaisante la dynamique temporelle de l'écoulement et de comprendre quels paramètres sont déterminants dans les trois contextes étudiés. Différentes zones de recharge, imperceptibles dans une approche régionale, ont été caractérisées à travers les profils. Le contexte 1 comporte une recharge de 102 mm/an principalement en amont du profil, le contexte 2 a une recharge de 135 mm/an dans la portion où les dépôts sont grossiers et le contexte 3 a une recharge de 231 mm/a répartie sur les flancs de vallée et dans les dépôts de fond de vallée. Le contexte 1 a une interaction aquifère/rivière plus faible que les deux autres contextes et 67% de la recharge contribue à l'écoulement régional. Les liens aquifère/rivière sont très forts pour les contextes 2 et 3 et sont représentés par une résurgence de 100% de la recharge dans les cours d'eau. Une faible portion de la recharge de l'aquifère dans le contexte 2 provient de la tourbière (18 mm/a). L'emmagasinement et la recharge jouent un rôle crucial pour garder un débit de base constant dans le contexte 3. De plus, la géologie dicte principalement l'écoulement pour les contextes 1 et 2 comparativement au

contexte 3 qui est plus déterminé par la recharge, et ce même si les trois contextes sont considérablement sensibles à des variations de recharge.

Cette recherche souligne l'importance de réaliser des études à l'échelle locale pour définir les processus et la dynamique de l'écoulement des eaux souterraines dans différents environnements ayant subi des glaciations. Une étude locale facilite la reconnaissance et la prévention d'impacts potentiels sur la diminution des niveaux de nappe, des niveaux de rivière, sur la pérennité de la ressource ou sur des écosystèmes qui dépendent de cette ressource. La compréhension du fonctionnement de contextes hydrogéologiques types pourrait être utilisée pour appréhender la dynamique des eaux souterraines dans d'autres environnements géologiques situés dans des climats similaires. La contamination de l'eau souterraine à l'échelle locale peut avoir un impact important sur la ressource à l'échelle régionale et affecter la source d'alimentation en eau potable pour beaucoup de gens. Si des études locales sont réalisables dans un projet, elles devraient être appliquées ou incluses dans une étude à l'échelle régionale en identifiant les contextes types qui sont retrouvés dans la zone d'étude. À titre complémentaire des études de caractérisation et de modélisation à l'échelle locale pourraient être couplées à des études géochimiques afin d'apporter encore plus de précisions sur la dynamique de recharge et d'écoulement des eaux souterraines.

BIBLIOGRAPHIE

- Anderson, M. P. et Woessner, W. W. 1992. Applied groundwater modeling: simulation of flow and advective transport. USA, Academic press: 381p.
- Batu, V. 1998. Aquifer hydraulics: a comprehensive guide to hydrogeologic data analysis. USA, John Wiley & Sons. 1: 752 p.
- Bear, J., Beljin, M. S. et Ross, R. R. 1992. Fundamentals of ground-water modeling. USA, Superfund Technology Support Center for Ground Water, Robert S. Kerr Environmental Research Laboratory: 11 p.
- Bersezio, R., Bini, A. et Giudici, M. 1999. Effects of sedimentary heterogeneity on groundwater flow in a Quaternary pro-glacial delta environment: joining facies analysis and numerical modelling. *Sedimentary Geology*, 129(3): 327-344.
- Blais, V. 2006. Caractérisation et modélisation de l'écoulement et du transport de TCE en relation avec la rivière Jacques-Cartier à Shannon, Québec, Canada. Maitrise, INRS. Québec, Canada: 145 p.
- Bourgault, M., Larocque, M. et Roy, M. 2014. Simulation of aquifer-peatland-river interactions under climate change. *Hydrology Research*, 45(3): 425-440.
- Bouwer, H. et Rice, R. 1976. A slug test for determining hydraulic conductivity of unconfined aquifers with completely or partially penetrating wells. *Water Resources Research*, 12(3): 423-428.
- Bower, K. M., Gable, C. W. et Zyvoloski, G. A. 2005. Grid resolution study of ground water flow and transport. *Ground Water*, 43(1): 122-132.
- Broda, S., Larocque, M. et Paniconi, C. 2013. Simulation of distributed base flow contributions to streamflow using a hillslope-based catchment model coupled to a regional-scale groundwater model. *Journal of Hydrologic Engineering*, 19(5): 907-917.
- Brouyère, S., Carabin, G. et Dassargues, A. 2004. Climate change impacts on groundwater resources: modelled deficits in a chalky aquifer, Geer basin, Belgium. *Hydrogeology Journal*, 12(2): 123-134.
- Buffin-Bélanger, T., Chaillou, G., Cloutier, C.-A., Touchette, M., Hétu, B. et McCormack, R. 2015. Programme d'acquisition de connaissance sur les eaux souterraines du nord-est du Bas-Saint-Laurent (PACES-NEBSL). Rapport final, Département de biologie, chimie et géographie, Université du Québec à Rimouski. Rimouski, Québec: 199 p.

Carrier, M.-A., Lefebvre, R., Rivard, C., Parent, M., Ballard, J.-M., Vigneault, H. et Gloaguen, E. 2013. Portrait des ressources en eau souterraine en Montérégie Est. Québec, Canada: 283 p.

CERM-PACES. 2013. Résultats du programme d'acquisition de connaissances sur les eaux souterraines de la région Saguenay-Lac-Saint-Jean. Centre d'études sur les ressources minérales. Québec, Canada, Université du Québec à Chicoutimi: 308 p.

CERM-PACES. 2015. Résultats du programme d'acquisition de connaissances sur les eaux souterraines du territoire de Charlevoix, Charlevoix-Est et La Haute-Côte-Nord. Centre d'études sur les ressources minérales. Québec, Canada, Université du Québec à Chicoutimi: 294 p.

Chauvin, L. 1979. Géologie des dépôts meubles dans la région d'Asbestos-Disraeli: rapport préliminaire. Québec, Canada, Ministère de l'énergie et des ressources, Direction générale de la recherche géologique et minérale, Direction des levés géoscientifiques: 13 p.

Chemingui, A., Sulis, M. et Paniconi, C. 2015. An assessment of recharge estimates from stream and well data and from a coupled surface-water/groundwater model for the des Anglais catchment, Quebec (Canada). *Hydrogeology Journal*: 1-13.

Chen, Z., Grasby, S. E. et Osadetz, K. G. 2002. Predicting average annual groundwater levels from climatic variables: an empirical model. *Journal of Hydrology*, 260(1): 102-117.

Cherkauer, D. S. 2004. Quantifying ground water recharge at multiple scales using PRMS and GIS. *Groundwater*, 42(1): 97-110.

Cloutier, C.-A., Buffin-Bélanger, T. et Larocque, M. 2014. Controls of groundwater floodwave propagation in a gravelly floodplain. *Journal of Hydrology*, 511: 423-431.

Cloutier, V., Blanchette, D., Dallaire, P.-L., Nadeau, S., Rosa, E. et Roy, M. 2013. Projet d'acquisition de connaissances sur les eaux souterraines de l'Abitibi-Témiscamingue (partie 1). Rapport final déposé au Ministère du Développement durable, de l'Environnement, de la Faune et des Parcs dans le cadre du Programme d'acquisition de connaissances sur les eaux souterraines du Québec. Rapport de recherche P. Québec: 135 p.

Cloutier, V., Rosa, É., Nadeau, S., Dallaire, P.-L., Blanchette, D. et Roy, M. 2015. Projet d'acquisition de connaissances sur les eaux souterraines de l'Abitibi-Témiscamingue (partie 2). Rapport final déposé au Ministère du Développement durable, de l'Environnement et de la Lutte contre les changements climatiques dans le cadre du Programme d'acquisition de connaissances sur les eaux souterraines du Québec. Rapport de recherche : 313 p.

Comeau, G., Talbot Poulin, M. C., Tremblay, Y., Ayotte, S., Molson, J., Lemieux, J., Montcoudiol, N., Therrien, R., Fortier, R., Therrien, P. et Fabien-Ouellet, G. 2013. Projet d'Acquisition de Connaissances sur les Eaux Souterraines en Outaouais, Rapport final, Département de géologie et de génie géologique, Université Laval: 148 p.

Contoux, C., Violette, S., Vivona, R., Goblet, P. et Patriarche, D. 2013. How basin model results enable the study of multi-layer aquifer response to pumping: the Paris Basin, France. *Hydrogeology Journal*, 21(3): 545-557.

Doherty, J. et Christensen, S. 2011. Use of paired simple and complex models to reduce predictive bias and quantify uncertainty. *Water Resources Research*, 47(12): 1-21.

Doherty, J. et Simmons, C. T. 2013. Groundwater modelling in decision support: reflections on a unified conceptual framework. *Hydrogeology Journal*, 21(7): 1531-1537.

Domenico, P. A. et Schwartz, F. W. 1998. Physical and chemical hydrogeology. USA, Wiley New York. 44: 528 p.

Eissa, M. A., Thomas, J. M., Pohll, G., Hershey, R. L., Dahab, K. A., Dawoud, M. I., ElShiekh, A. et Gomaa, M. A. 2013. Groundwater resource sustainability in the Wadi Watir delta, Gulf of Aqaba, Sinai, Egypt. *Hydrogeology Journal*, 21(8): 1833-1851.

Fetter, C. 2001. Applied hydrogeology. USA, Prentice hall Upper Saddle River. 4: 598 p.

Fortin, V. et Turcotte, R. 2006. Le modèle hydrologique MOHYSE. Note de cours pour SCA7420. Montréal, Canada, Département des Sciences de la Terre et de l'Atmosphère, Université du Québec à Montréal: 23 p.

Gadd, N. R. 1955. Pleistocene Geology of the Becancour Map-area, Quebec. USA, University of Illinois.

Gadd, N. R. 1971. Pleistocene Geology of the Central St. Lawrence Lowland with Selected Passages from an Unpublished Manuscript The St. Lawrence Lowland by JW Goldthwait. Canada, Department of Energy, Mines and Resources: 153 p. .

Gaucher, E. 1984. Carte de compilation de la géologie du quaternaire : Région des Appalaches. DV, 84-10. Québec, Ministère de l'énergie et des ressources, Service de la géoinformation.

Gauthier, M. J., Camporese, M., Rivard, C., Paniconi, C. et Larocque, M. 2009. A modeling study of heterogeneity and surface water-groundwater interactions in the Thomas Brook catchment, Annapolis Valley (Nova Scotia, Canada). *Hydrology and Earth System Sciences*, 13(9): 1583-1596.

Gleeson, T. et Manning, A. H. 2008. Regional groundwater flow in mountainous terrain: Three-dimensional simulations of topographic and hydrogeologic controls. *Water Resources Research*, 44(10): 1-16.

Globensky, Y. 1987. Géologie des Basses-Terres du Saint-Laurent. Québec, Ministère de l'énergie et des ressources, Direction générale de l'exploration géologique et minérale, Direction de la recherche géologique, Service de la géologie: 63 p.

- Guay, C., Nastev, M., Paniconi, C. et Sulis, M. 2013. Comparison of two modeling approaches for groundwater–surface water interactions. *Hydrological Processes*, 27(16): 2258-2270.
- Gupta, H. V., Clark, M. P., Vrugt, J. A., Abramowitz, G. et Ye, M. 2012. Towards a comprehensive assessment of model structural adequacy. *Water Resources Research*, 48(8): 1-16.
- Haitjema, H., Kelson, V. et Lange, W. 2001. Selecting MODFLOW cell sizes for accurate flow fields. *Groundwater*, 39(6): 931-938.
- Harbaugh, A. W. 2005. MODFLOW-2005, the US Geological Survey modular ground-water model: The ground-water flow process. USA, US Department of the Interior, US Geological Survey: 504 p.
- Hartley, L., Hoch, A., Jackson, P., Joyce, S., McCarthy, R., Rodwell, W., Swift, B. et Marsic, N. 2006. Groundwater flow and transport modelling during the temperate period for the SR-Can assessment. Laxemar subarea-version. Sweden. 1: 342 p.
- Hinton, M., Schiff, S. et English, M. 1993. Physical properties governing groundwater flow in a glacial till catchment. *Journal of Hydrology*, 142(1): 229-249.
- Hudon-Gagnon, E., Chesnaux, R., Cousineau, P. A. et Rouleau, A. 2015. A hydrostratigraphic simplification approach to build 3D groundwater flow numerical models: example of a Quaternary deltaic deposit aquifer. *Environmental Earth Sciences*, 74(6): 4671-4683.
- Hvorslev, M. J. 1951. Time lag and soil permeability in ground-water observations. U.S. Army Waterways Experiment Station. USA: 50 p.
- Jaramillo-Nieves, L. G. et Ge, S. 2012. Groundwater modeling of the Silver Bell Mountains, Arizona, USA. *Environmental Earth Sciences*, 66(7): 1933-1941.
- Johnson, A. I. 1967. Specific yield: compilation of specific yields for various materials. Washington, USA, US Government Printing Office: 74 p.
- Juckem, P. F., Hunt, R. J. et Anderson, M. P. 2006. Scale effects of hydrostratigraphy and recharge zonation on base flow. *Groundwater*, 44(3): 362-370.
- Ko, N.-Y., Ji, S.-H., Koh, Y.-K. et Choi, J.-W. 2012. Consideration of boreholes in modeling of the regional-scale groundwater flow in a fractured rock. *Engineering Geology*, 149-150(0): 13-21.
- Lamothe, M. 1985. Lithostratigraphy and geochronology of the quaternary deposits of the Pierreville and St-Pierre les Becquets areas, Quebec. Phd, University of Western Ontario. London, Ontario, Canada: 225 p.

Lamothe, M., Parent, M. et Shilts, W. W. 1992. Sangamonian and early Wisconsinan events in the St. Lawrence Lowland and Appalachians of southern Quebec, Canada. *Geological Society of America Special Papers*, 270: 171-184.

Lamothe, M. et St-Jacques, G. 2014. Géologie du Quaternaire des bassins versants des rivières Nicolet et Saint-François. Rapport soumis au Ministère des Ressources Naturelles. Montréal, UQAM: 36 p.

Lan, M., Hu, H., Tian, F. et Hu, H. 2013. A two-dimensional numerical model coupled with multiple hillslope hydrodynamic processes and its application to subsurface flow simulation. *Science China Technological Sciences*, 56(10): 2491-2500.

Lapen, D., Price, J. et Gilbert, R. 2005. Modelling two-dimensional steady-state groundwater flow and flow sensitivity to boundary conditions in blanket peat complexes. *Hydrological Processes*, 19(2): 371-386.

Larocque, M., Mangin, A., Razack, M. et Banton, O. 1998. Contribution of correlation and spectral analyses to the regional study of a large karst aquifer (Charente, France). *Journal of Hydrology*, 205(3): 217-231.

Larocque, M., Banton, O. et Razack, M. 2000. Transient-State History Matching of a Karst Aquifer Ground Water Flow Model. *Groundwater*, 38(6): 939-946.

Larocque, M., Fortin, V., Pharand, M. et Rivard, C. 2010. Groundwater contribution to river flows—using hydrograph separation, hydrological and hydrogeological models in a southern Quebec aquifer. *Hydrology and Earth System Sciences Discussions*, 7(5): 7809-7838.

Larocque, M., Gagné, S., Tremblay, L. et Meyzonnat, G. 2013. Projet de connaissance des eaux souterraines du bassin versant de la rivière Bécancour et de la MRC de Bécancour. Rapport final présenté au Ministère du Développement durable, de l'Environnement, de la Faune et des Parcs Québec, Canada: 219 p.

Larocque, M., Gagné, S., Barnetche, D., Meyzonnat, G., Graveline, M. H. et Ouellette, M. A. 2015a. Projet de connaissance des eaux souterraines de la zone Nicolet et de la partie basse de la zone St-François - Rapport Final. Rapport final déposé au Ministère du Développement durable, de l'Environnement et de la Lutte aux changements climatiques. Québec, Canada: 258 p.

Larocque, M., Meyzonnat, G., Ouellette, M. A., Graveline, M. H., Gagné, S., Barnetche, D. et Dorner, S. 2015b. Projet de connaissance des eaux souterraines de la zone de Vaudreuil-Soulanges - Rapport scientifique. Rapport final déposé au Ministère du Développement durable, de l'Environnement et de la Lutte aux changements climatiques (202 pp.). Québec: 202 p.

Larose-Charette, D. 2000. Modélisation hydrogéologique régionale des aquifères libres de la MRC de Portneuf. Mémoire de maîtrise, INRS-ETE. Québec, Canada: 326 p.

Lavigne, M.-A. 2006. Modélisation numérique de l'écoulement régional de l'eau souterraine dans le bassin versant de la rivière Châteauguay. Mémoire de maîtrise, INRS-ETE. Québec, Canada: 158 p.

Lavigne, M.-A., Nastev, M. et Lefebvre, R. 2010. Regional sustainability of the Chateauguay River aquifers. *Canadian Water Resources Journal*, 35(4): 487-502.

Leblanc, Y., Légaré, G., Lacasse, K., Parent, M. et Campeau, S. 2013. Caractérisation hydrogéologique du sud-ouest de la Mauricie. Rapport déposé au ministère du Développement durable, de l'Environnement, de la Faune et des Parcs dans le cadre du Programme d'acquisition de connaissances sur les eaux souterraines du Québec. Département des sciences de l'environnement, Université du Québec à Trois-Rivières. Québec, Canada: 134 p.

Lee, D. B. 1973. Requiem for large-scale models. *Journal of the American Institute of Planners*, 39(3): 163-178.

Lefebvre, R., Michaud, Y., Martel, R. et Fagnan, N. 1999. La cartographie hydrogéologique régionale: un outil essentiel à l'inventaire des ressources en eaux souterraines. Mémoire du CGQ présenté au BAPE lors de la consultation publique sur «La gestion de l'eau au Québec. Québec, Canada: 47 p.

Lefebvre, R., Ballard, J.-M., Carrier, M.-A., Vigneault, H., Beaudry, C., Berthot, L., Légaré-Couture, G., Parent, M., Laurencelle, M., Malet, X., Therrien, A., Michaud, A., Desjardins, J., Drouin, A., Cloutier, M. H., Grenier, J., Bourgault, M.-A., Larocque, M., Pellerin, S., Graveline, M.-H., Janos, D. et Molson, J. 2015. Portrait des ressources en eau souterraine en Chaudière-Appalaches, Québec, Canada. Projet réalisé conjointement par l'Institut national de la recherche scientifique (INRS), l'Institut de recherche et développement en agroenvironnement (IRDA) et le Regroupement des organismes de bassins versants de la Chaudière-Appalaches (OBV-CA) dans le cadre du Programme d'acquisition de connaissances sur les eaux souterraines (PACES). Rapport final présenté au MDDELCC. Québec: 246 p.

Lepage, N. 1996. Modélisation tridimensionnelle régionale et locale de l'écoulement de l'eau souterraine sur l'île de Montréal et au centre de tri et d'élimination des déchets de la ville de Montréal. Maîtrise, INRS. Québec: 380 p.

Levison, J.K., Larocque, M., Fournier, V., Gagné, S., Pellerin, S. et Ouellet, M. 2014a. Dynamics of a headwater system and peatland under current conditions and with climate change. *Hydrological Processes*, 28 (17): 4808-4822.

Levison, J.K., Larocque, M. et Ouellet, M. 2014b. Modeling low-flow bedrock springs providing ecological habitats with climate change scenarios. *Journal of Hydrology*, 515: 16-28.

- Levison, J.K., Larocque, M., Ouellet, M.-A., Ferland, O. et Poirier, C. 2015. Long-term trends in groundwater recharge and discharge in a fractured bedrock aquifer—past and future conditions. *Canadian Water Resources Journal*, (ahead-of-print): 1-15.
- Logan, J. 1994. In defense of big ugly models. *American Entomologist*, 40(4): 202-207.
- Mansour, M. et Spink, A. 2013. Grid Refinement in Cartesian Coordinates for Groundwater Flow Models Using the Divergence Theorem and Taylor's Series. *Groundwater*, 51(1): 66-75.
- Martínez-Santos, P., Llamas, M. R. et Martínez-Alfaro, P. E. 2008. Vulnerability assessment of groundwater resources: A modelling-based approach to the Mancha Occidental aquifer, Spain. *Environmental Modelling & Software*, 23(9): 1145-1162.
- Massuel, S., George, B., Gaur, A. et Nune, R. 2007. Groundwater modelling for sustainable resource management in the Musi Catchment, India. Proceedings, International Congress on Modelling and Simulation: 1429-1435.
- McCuen, R. H. 1973. The role of sensitivity analysis in hydrologic modeling. *Journal of Hydrology*, 18(1): 37-53.
- McDonald, B. et Shilts, W. 1971. Quaternary stratigraphy and events in southeastern Quebec. *Geological Society of America Bulletin*, 82(3): 683-698.
- MDDELCC. 2015a. Programme d'acquisition de connaissances sur les eaux souterraines. Ministère du Développement Durable et de la lutte aux changements climatiques. <http://www.mddelcc.gouv.qc.ca/eau/souterraines/programmes/acquisition-connaissance.htm>.
- MDDELCC. 2015b. Système d'information hydrogéologique (SIH). Ministère du Développement Durable et de la lutte aux changements climatiques. <http://www.mddelcc.gouv.qc.ca/eau/souterraines/sih/>
- MDDELCC. 2015c. Carte de couverture territoriale du Programme d'acquisition de connaissances sur les eaux souterraines (PACES). Ministère du Développement Durable et de la lutte aux changements climatiques. Québec, Gouvernement du Québec. <http://www.mddelcc.gouv.qc.ca/eau/souterraines/programmes/acquisition-connaissance.htm>
- MDDELCC. 2015d. Surveillance du climat. Ministère du Développement Durable et de la lutte aux changements climatiques. 2014, <http://www.mddelcc.gouv.qc.ca/climat/surveillance/index.asp>.
- Mehl, S. et Hill, M. C. 2002. Development and evaluation of a local grid refinement method for block-centered finite-difference groundwater models using shared nodes. *Advances in water resources*, 25(5): 497-511.

Mehl, S., Hill, M. C. et Leake, S. A. 2006. Comparison of local grid refinement methods for MODFLOW. *Groundwater*, 44(6): 792-796.

Montcoudiol, N. 2015. Contribution de l'hydrogéochimie à la compréhension des écoulements d'eaux souterraines en Outaouais, Québec, Canada. Thèse de Doctorat, Université Laval. Québec: 227 p.

Nastev, M., Rivera, A., Lefebvre, R., Martel, R. et Savard, M. 2005. Numerical simulation of groundwater flow in regional rock aquifers, southwestern Quebec, Canada. *Hydrogeology Journal*, 13(5-6): 835-848.

Nettasana, T., Craig, J. et Tolson, B. 2012. Conceptual and numerical models for sustainable groundwater management in the Thaphra area, Chi River Basin, Thailand. *Hydrogeology Journal*, 20(7): 1355-1374.

Palma, H. C. et Bentley, L. R. 2007. A regional-scale groundwater flow model for the Leon-Chinandega aquifer, Nicaragua. *Hydrogeology Journal*, 15(8): 1457-1472.

Parent, M. 1987. Late Pleistocene stratigraphy and events in the Asbestos-Valcourt region, southeastern Québec. Phd, University of Western Ontario. Ontario, Canada: 316 p.

Pechlivanidis, I., Jackson, B., McIntyre, N. et Wheeler, H. 2011. Catchment scale hydrological modelling: a review of model types, calibration approaches and uncertainty analysis methods in the context of recent developments in technology and applications. *Global NEST journal*, 13(3): 193-214.

Petrella, E., Aquino, D., Fiorillo, F. et Celico, F. 2015. The effect of low-permeability fault zones on groundwater flow in a compartmentalized system. Experimental evidence from a carbonate aquifer (Southern Italy). *Hydrological Processes*, 29(6): 1577-1587.

Refsgaard, J. C. et Henriksen, H. J. 2004. Modelling guidelines—terminology and guiding principles. *Advances in water resources*, 27(1): 71-82.

Refsgaard, J. C., Van der Sluijs, J. P., Brown, J. et Van der Keur, P. 2006. A framework for dealing with uncertainty due to model structure error. *Advances in water resources*, 29(11): 1586-1597.

Refsgaard, J. C., van der Sluijs, J. P., Højberg, A. L. et Vanrolleghem, P. A. 2007. Uncertainty in the environmental modelling process—a framework and guidance. *Environmental Modelling & Software*, 22(11): 1543-1556.

Refsgaard, J. C., Christensen, S., Sonnenborg, T. O., Seifert, D., Højberg, A. L. et Trolborg, L. 2012. Review of strategies for handling geological uncertainty in groundwater flow and transport modeling. *Advances in water resources*, 36: 36-50.

Saltelli, A. 2002. Sensitivity analysis for importance assessment. *Risk Analysis*, 22(3): 579-590.

SAS. 2012. JMP Version 10. *SAS Institute Inc., Cary, NC*: 20.

Scibek, J. et Allen, D. M. 2006. Comparing modelled responses of two high-permeability, unconfined aquifers to predicted climate change. *Global and Planetary Change*, 50(1–2): 50–62.

Scibek, J., Allen, D. M., Cannon, A. J. et Whitfield, P. H. 2007. Groundwater–surface water interaction under scenarios of climate change using a high-resolution transient groundwater model. *Journal of Hydrology*, 333(2): 165–181.

Selroos, J.-O., Walker, D. D., Ström, A., Gylling, B. et Follin, S. 2002. Comparison of alternative modelling approaches for groundwater flow in fractured rock. *Journal of Hydrology*, 257(1): 174–188.

Simmons, C. T. et Hunt, R. J. 2012. Updating the debate on model complexity. *GSA Today*, 22(8): 28–29.

Singh, A. 2014. Groundwater resources management through the applications of simulation modeling: A review. *Science of the Total Environment*, 499: 414–423.

Slivitzky, A. et St-Julien, P. 1987. Compilation géologique de la région de l'Estrie-Beauce: Ministère de l'Énergie et des Ressources. Québec: 85-04.

Song, X., Zhang, J., Zhan, C., Xuan, Y., Ye, M. et Xu, C. 2015. Global sensitivity analysis in hydrological modeling: Review of concepts, methods, theoretical framework, and applications. *Journal of Hydrology*, 523: 739–757.

Sophocleous, M., Townsend, M., Vogler, L., McClain, T., Marks, E. et Coble, G. 1988. Experimental studies in stream-aquifer interaction along the Arkansas River in central Kansas—Field testing and analysis. *Journal of Hydrology*, 98(3): 249–273.

Sophocleous, M. 2002. Interactions between groundwater and surface water: the state of the science. *Hydrogeology Journal*, 10(1): 52–67.

Starn, J. J., Bagtzoglou, A. C. et Robbins, G. A. 2013. Uncertainty in simulated groundwater-quality trends in transient flow. *Hydrogeology Journal*, 21(4): 813–827.

Sulis, M., Paniconi, C., Rivard, C., Harvey, R. et Chaumont, D. 2011. Assessment of climate change impacts at the catchment scale with a detailed hydrological model of surface-subsurface interactions and comparison with a land surface model. *Water Resources Research*, 47(1): 190–196.

Sulis, M., Paniconi, C., Marrocu, M., Huard, D. et Chaumont, D. 2012. Hydrologic response to multimodel climate output using a physically based model of groundwater/surface water interactions. *Water Resources Research*, 48(12): 170–175.

Talbot Poulin, M. C., Comeau, G., Tremblay, Y., Therrien, R., Nadeau, M. M., Lemieux, J. M., Molson, J., Fortier, R., Therrien, P., Lamarche, L., Donati-Daoust, F. et Bérubé, S. 2013. Projet d'acquisition de connaissances sur les eaux souterraines du territoire de la Communauté métropolitaine de Québec. Rapport final. Département de géologie et de génie géologique, Université Laval. Québec, Canada: 172 p.

Tóth, J. 1963. A theoretical analysis of groundwater flow in small drainage basins. *Journal of geophysical research*, 68(16): 4795-4812.

Tóth, J. 1970. A conceptual model of the groundwater regime and the hydrogeologic environment. *Journal of Hydrology*, 10(2): 164-176.

Tremblay, A. et Castonguay, S. 2002. Structural evolution of the Laurentian margin revisited (southern Quebec Appalachians): Implications for the Salinian orogeny and successor basins. *Geology*, 30(1): 79-82.

Tremblay, L., Larocque, M., Anctil, F. et Rivard, C. 2011. Teleconnections and interannual variability in Canadian groundwater levels. *Journal of Hydrology*, 410(3): 178-188.

Triki, I., Trabelsi, N., Hentati, I. et Zairi, M. 2014. Groundwater levels time series sensitivity to pluviometry and air temperature: a geostatistical approach to Sfax region, Tunisia. *Environmental monitoring and assessment*, 186(3): 1593-1608.

Turgeon, F. 2015. Caractérisation hydrogéologique et modélisation couplée du bassin versant de la rivière à la Raquette, Québec (Canada). Mémoire de maîtrise, UQAM. Montréal: 115.

United States Department of Agriculture (USDA). 1972. National Engineering Handbook, Section 4: Hydrology. Washington, DC. Washington, DC, USA, U.S. Government Printing Office: 544 p.

Vázquez, R., Feyen, L., Feyen, J. et Refsgaard, J. 2002. Effect of grid size on effective parameters and model performance of the MIKE-SHE code. *Hydrological Processes*, 16(2): 355-372.

Vilhelmsen, T. N., Christensen, S. et Mehl, S. W. 2012. Evaluation of MODFLOW-LGR in Connection with a Synthetic Regional-Scale Model. *Groundwater*, 50(1): 118-132.

Voss, C. I. 2011a. Editor's message: Groundwater modeling fantasies—part 2, down to earth. *Hydrogeology Journal*, 19(8): 1455-1458.

Voss, C. I. 2011a. Editor's message: Groundwater modeling fantasies—part 1, adrift in the details. *Hydrogeology Journal*, 19(7): 1281-1284.

Walker, W. E., Harremoës, P., Rotmans, J., van der Sluijs, J. P., van Asselt, M. B., Janssen, P. et Kreyer von Krauss, M. P. 2003. Defining uncertainty: a conceptual basis for uncertainty management in model-based decision support. *Integrated assessment*, 4(1): 5-17.

Warren, B. et Bouchard, M. 1976. Carte des dépôts meubles: Drummondville (31 H/16). DPV-4387. Québec, Ministère des Richesses naturelles, Québec.

Yustres, Á., Navarro, V., Asensio, L., Candel, M. et García, B. 2013. Groundwater resources in the Upper Guadiana Basin (Spain): a regional modelling analysis. *Hydrogeology Journal*, 21(5): 1129-1146.

Zhou, Y. et Li, W. 2011. A review of regional groundwater flow modeling. *Geoscience Frontiers*, 2(2): 205-214.

Zyvoloski, G. A. et Vesselinov, V. V. 2006. An investigation of numerical grid effects in parameter estimation. *Groundwater*, 44(6): 814-825.